



Universidad Nacional Autónoma de
México

Facultad de Filosofía y Letras

Colegio de Geografía



Facultad de
Filosofía y
Letras

“Caracterización
morfoestructural en el límite de
la Sierra Madre del Sur y el Eje
Neovolcánico, entre Puebla y
Oaxaca”

Tesis para obtener el título de Licenciado en Geografía.

PRESENTA:

JUAN PABLO VACA DÍEZ TRILLO.

ASESOR:

MTRO. PEDRO MONTES CRUZ.

CIUDAD UNIVERSITARIA. CIUDAD DE MÉXICO MARZO 2018.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria y Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por ser parte importantísima en mi formación tanto personal como profesional, al brindar tanto a través de sus profesores, investigadores y trabajadores que hacen día a día de esta institución, un lugar que trabaja por México. Agradezco por la oportunidad que significa tomar clase y aprender en sus salones, bibliotecas y auditorios, por las actividades científicas y culturales, ya que en ella no solamente aprendí e hice mío el *quehacer* de la Geografía, sino aprendí que hay amistad y solidaridad entre mis compañeros y profesores.

A los profesores que formaron parte de este proceso educativo y formativo, en especial a mi asesor de tesis, al Maestro Pedro Montes Cruz, que no solo fue mi maestro en varias materias sino es maestro de vida, gracias.

A los profesores e investigadores del Colegio de Geografía y del Instituto de Geografía que brindaron su tiempo, sus críticas, conocimientos, experiencia y palabras de aliento para mejorar la presente tesis: gracias al Dr. José Ramón Hernández Santana, Dr. José Luis Palacio Prieto, Mtra. Rocío Marisol Alanís Anaya y al Ing. Alberto Pérez Rojas.

A mi familia, mis padres –María Eugenia y Carlos- por ser pilar, apoyo incondicional y amor paciente, a mis hermanos –José Carlos y Nicolás- por ser mis compañeros de la vida, y a mi familia en México y Bolivia, todos han sido y son motor para ser cada vez mejor.

A mis amigos de Geografía, Natalia Muñoz, Carolina Gómez, Maribel Blancas, Manuel Montes de Oca, Diego Velázquez y Roberto Ortiz, por ser soportes, compañeros de viajes, prácticas, y de tantos momentos; me enseñaron que la amistad puede venir de tantas maneras.

A mis amigos del MJC, que a pesar de lo diferente que somos, de lo que cada uno estudió y se desempeña actualmente, siempre han sido apoyo, hombros y momentos de felicidad: gracias por acompañarme: Silvia Gutiérrez, Ana Luisa Martínez, Edgar Arias, Alejandro Velázquez, Jorge Palacios, María Vega, Maribel Velázquez, Pame Suárez, Majo Gutiérrez, y a otros tantos... y sin olvidarme de mi Jefatura:, María Ayala, Diana Beltrán, Jesús Ruiz, Marco Pérez, Andrea Vincent, Miriam Fernández, Mon Ulloa y Mitzi Cirilo, y a los niños y niñas de Aldebarán, en especial a mi luz, Luciana Bretón.

CONTENIDOS

RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN.....	3
CAPITULO I. ANTECEDENTES.....	6
1.1 Planteamiento del problema.....	6
1.2 Justificación.....	7
1.3 Objetivos	8
1.4 Hipótesis	8
1.5 Marco de referencia	9
1.5.1 Marco Teórico – Conceptual	12
1.5.1.1 Geomorfología	12
1.5.1.2 Geomorfología Estructural	16
1.5.1.2.1 Enfoque morfoestructural.....	18
1.5.1.2.2 Clasificación morfoestructural.....	19
1.5.1.3 Geomorfología Tectónica.....	22
1.5.1.3.1 Análisis morfotectónico	27
1.5.1.3.2 Marcadores geomorfológicos en el análisis morfotectónico.....	28
1.5.1.4 Cartografía Geomorfológica.....	29
1.5.2 Marco Geográfico.....	32
1.5.2.1 Eje Neovolcánico Transversal.....	34
1.5.2.2 Sierra Madre del Sur	35
1.5.2.3 Síntesis Geográfica.....	37
CAPITULO II MARCO GEOLÓGICO	41
2.1 Marco Geológico – Tectónico Regional	41
2.2 Terrenos Tectonoestratigráficos.....	45
2.2.1 Terreno Zapoteco	48
2.2.2 Terreno Mixteco.....	49
2.2.3 Terreno Cuicateco	51
2.2.4 Límites de los terrenos Zapoteco, Mixteco y Cuicateco	52
2.3 Estratigrafía.....	55
2.3.1 Precámbrico	55
2.3.1.1 Complejo Oaxaqueño (1 400 – 570 Ma).....	55
2.3.2 Paleozoico	57
2.3.2.1 Complejo Acatlán (550 – 410 Ma)	57
2.3.2.2 Formación Matzitzi (325 – 290 Ma)	60
2.3.3 Mesozoico	62
2.3.3.1 Jurásico.....	62
2.3.3.1.1 Grupo Tecocoyunca (178 – 160 Ma).....	62

2.3.3.1.2 Formación Tecmazuchil (170 – 160 Ma)	62
2.3.3.2 Cretácico	63
3.3.2.1 Formación Zicapa (140- 115 Ma)	63
2.3.3.2.2 Formación Zapotitlán (140 – 115 Ma).....	65
2.3.3.2.3 Formación Chivillas Inferior y Chivillas Superior (135 – 115 Ma)	65
2.3.3.2.4 Formación San Juan Raya (124 - 108 Ma).....	67
2.3.3.2.5 Formación Orizaba (108.5 – 91 Ma).....	67
2.3.3.2.6 Formación Morelos (100 – 89 Ma).....	68
2.3.3.2.7 Formación Miahuatepec (115 – 108.5 Ma).....	69
2.3.3.2.8 Formación Maltrata (91 – 86 Ma)	70
2.3.3.2.9 Formación Mezcala (89 – 67 Ma).....	70
2.3.4 Cenozoico	71
2.3.4.1 Terciario	71
2.3.4.1.1 Formación Tamazulapan (67 – 50 Ma).....	71
2.3.4.1.2 Formación Huajuapán (55 – 24 Ma).....	72
2.3.4.1.3 Grupo Balsas; Formación Pie de Vaca y Formación Cuayuca (50 – 24 Ma).....	73
2.3.4.1.4 Formación Tehuacán (50– 0.7 Ma).....	75
2.3.4.1.5 Formación Tilzapotla (35.6 – 34.3 Ma)	76
2.3.4.1.6 Grupo Buenavista (30.5±1.1 y 24.8 Ma).....	76
2.3.4.1.7 Tobas basálticas y basaltos (5 – 3.5 Ma)	77
2.3.4.2 Cuaternario	78
2.3.4.2.1 Formación Coatzingo (29.9 - 0.8 Ma).....	78
2.3.4.2.2 Tobas Andesíticas – Andesitas del Citlaltépetl (Aci) (0.65±0.71 - 0.25 Ma).....	79
2.3.4.2.3 Aluviones del Cuaternario (QAL) (0.010 ± 0.012 Ma)	79
2.4 Evolución Tectónica	82
2.4.1 Precámbrico – Triásico Medio	83
2.4.2 Modelos paleogeográficos de Oaxaquia en el ensamble tectónico de Pangea durante el Pérmico Temprano.....	91
2.4.3 Triásico Tardío – Cretácico/Paleógeno	94
2.4.3.1 Apertura del Golfo de México.....	94
2.4.3.2 Separación de Gondwana de Laurencia	97
2.4.3.3 Acreción del Terreno Cuicateco	98
2.4.3.4 Desplazamiento del Terreno Chortis y el truncamiento sur de la SMS.....	98
2.4.3.5 Transición durante el Cretácico al Paleógeno.....	101
2.4.4 Paleógeno – Holoceno	101
2.4.4.1 La Orogenia Laramide y el magmatismo Cenozoico.....	101
2.4.4.2 El ENT y el levantamiento de la SMS.....	106
CAPITULO III METODOLOGÍA.....	107
3.1 Estructura del trabajo de investigación	109
3.1.1 Delimitación del área de estudio y elección de escala	110
3.1.2 Obtención y depuración de información bibliográfica, cartográfica e imágenes satelitales	111
3.1.3 Procesamiento y tratamiento de la información en SIG.....	112

I. Mapas temáticos	113
II. Mapas geomorfológicos preliminares A	114
III. Procesamiento de imágenes satelitales	132
IV. Integración de los mapas geomorfológicos preliminares A y la interpretación de la imagen satelital para la confección del mapa de Morfoalineamientos	136
V. Mapas geomorfológicos preliminares B	144
VI. Morfografía: perfiles geomorfológicos complejos	147
VII. Trabajo de campo	149
VIII. Clasificación tipológica morfoestructural, mapas geomorfológicos definitivos	150
CAPITULO IV RESULTADOS	155
4.1 Plano morfotectónico y evolución morfoestructural del desarrollo del relieve moderno	155
4.2 Caracterización de la evolución geológica - tectónica	160
4.3 Clasificación tipológica morfoestructural	167
4.4 Niveles morfoestructurales	176
4.4.1 Geotextura	176
4.4.2 Basamento Geológico	177
4.4.3 Carácter litomorfoestructural o grado de modelado exógeno del relieve por el control litológico ..	183
4.4.4 Categorías geomorfológicas del relieve y sistemas morfoestructurales	186
4.4.5 Modelos bidimensionales y tridimensionales, y modelado morfoestructural interno	198
CONCLUSIONES	207
BIBLIOGRAFÍA	210
ANEXOS	225
A1. Geografía del área de estudio y mapas temáticos	225
A1.1 Localización	225
A1.2 Fisiografía	227
A1.2.1 Eje Neovolcánico Transversal	228
A1.2.2 Sierra Madre del Sur	231
A1.3 Clima	236
A1.4 Hidrología	242
A1.5 Suelos	245
A1.6 Uso de suelo y vegetación	251
A2. Mapas geomorfológicos preliminares A	257
A3. Mapas geomorfológicos preliminares B	257
A4. Mapas geomorfológicos definitivos	269

RESUMEN

El desarrollo en los últimos años de la geomorfología estructural y tectónica en nuestro país ha sido principalmente por factores de carácter histórico y coyuntural en el ámbito académico y de la investigación geográfica – geomorfológica (Hernández *et al.*, 2009), en el interés por querer comprender y dar explicación a la dinámica geotectónica en la cual se desarrolla México al encontrarse en los límites de 4 placas tectónicas que convergen entre sí (Norteamericana, Cocos, Rivera y Pacífico) y una transformante (Caribe) al sur del territorio (Lugo, 1990; Keppie y Morán, 2008). Se sabe que en este contexto se ha generado, un complejo conjunto de geoformas que varían desde sus características morfogénicas, morfoestructurales y por las propias litologías que las conforman.

El área de estudio propuesta en el presente trabajo, la transición de la Sierra Madre del Sur (SMS) y el Eje Neovolcánico Transversal (ENT) en la porción que corresponde a los límites de Puebla y Oaxaca se aborda desde el enfoque morfoestructural y de interpretación morfotectónica, con una serie de técnicas y metodologías maduradas de la escuela soviética – cubana importadas y aplicadas en el territorio nacional principalmente por Hernández Santana (2009). Esta metodología propone una clasificación tipológica morfoestructural, para comprender la consolidación, historia geológica y dinámica geotectónica actual de esta porción de la superficie y de como se ha modelado internamente el relieve.

A lo largo de la historia geológica y geotectónica sur del país, que va desde los ciclos tectónicos ocurridos aproximadamente hace 1Ga a 300 Ma, cuando los basamentos -el Complejo Oaxaca y Acatlán- (Ortega, 1978, 1981a, 1981b) de esta porción del país acrecieron y se consolidaron en los márgenes de Gondwana, y que, posteriormente se separaron y afianzaron en Norteamérica, desarrollando estructuras geológicas que han modificado su comportamiento de acuerdo a la evolución de la dinámica geotectónica de ese entonces, transformándose de cuencas marinas a cuencas sedimentarias continentales que se fueron levantando y drenando hasta deformar los paquetes de rocas de edades Precámbricas hasta Cretácicas hasta hace 66 Ma aproximadamente. Con ello se conforman los sistemas de fallas relacionadas al acortamiento cortical contemporáneo a la orogenia Laramide, y que posteriormente, en una etapa Neotectónica, en el Neógeno (23 Ma), pasaron de ser estructuras caracterizadas por los esfuerzos compresivos, a estructuras de

tensión y fallamiento normal (Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton 2001; Moràn *et al.*, 2005; Keppie, 2008). De este modo, el sistema de fallas de Oaxaca (Nieto *et al.*, 1995) y el sistema de fallas Caltepec-Tamazulapan (Dávalos *et al.*, 2007), han dado origen a las morfoestructuras características de esta porción del país. El sistema de *horst* o pilares tectónicos y graben de Oaxaca, es el sistema de bloques morfoestructurales mas prominente en el área de estudio, consolidando una serie de bloques escalonados de manera ascendente con dirección SW-NE, con diversas orientaciones de basculamiento y que están en diversos grados de fracturamiento y fallamiento, lo cual dependerá principalmente de las características litológicas que definirán el grado del modelado interno.

INTRODUCCIÓN

El estudio y conocimiento del relieve en nuestro país se desarrolló con mayor ímpetu en las últimas décadas del siglo XX, concentrándose en temáticas del campo de la Geomorfología entre las cuales destacaron los de la morfogénesis, la morfometría, la geomorfología volcánica, la geomorfología fluvial, y de la geomorfología aplicada; y apoyadas en diferentes enfoques provenientes principalmente de las escuelas soviética, francesa y anglosajona, así como la aplicación de métodos y técnicas – que van de la mano con las principales corrientes dentro del *quehacer* en la Geomorfología contemporánea- para el análisis, la explicación y la propuesta con soluciones a las diversas necesidades que se requirieron en el contexto científico, académico y coyuntural de la sociedad (Hernández y Ortiz, 1995; Hernández *et al.*, 2009).

Este proceso histórico en el campo de la Geomorfología parte de diferentes componentes que hicieron y siguen haciendo posible el estudio de las formas del relieve. Uno de ellos, como ya se mencionó es el enfoque o escuela en las cuales se desarrollaron los estudios en el campo de la Geomorfología; otro de ellos parte de que la Geomorfología es una ciencia de carácter Geográfico, lo que implica la interdisciplinariedad con otros campos del conocimiento como la Geología, Geofísica, Vulcanología, y Climatología por mencionar algunos de ellos. También el desarrollo de tecnologías, métodos y técnicas en el análisis, representación espacial y su comunicación (cartografía), como son el uso del GPS y *Softwares* (SIG's y de Percepción Remota) que han sido soporte esencial para procesar bases de datos con diferentes variables para la interpretación y explicación de lo que ocurre en la superficie. Y por último, cabe destacar los descubrimientos surgidos a partir de la segunda mitad del s. XX, acerca del origen y evolución de los procesos que ocurren en la corteza terrestre; por lo que el advenimiento de la Teoría de la Tectónica de Placas que explica con suficiencia los mecanismos que promueven la creación de nueva corteza terrestre, el desplazamiento de grandes porciones de ella, la colisión y formación de mega estructuras que están íntimamente relacionados con los procesos formadores y modeladores del relieve.

Es entonces, que a partir de la Tectónica de la Placas, la Geomorfología ha desarrollado dentro de sus campos del conocimiento los estudios Morfotectónicos y Morfoestructurales, que estudian el relieve con base en los procesos de carácter regional y global, el primero desde los mecanismos de construcción del relieve; y el segundo a partir de las estructuras geológicas y su relación con la formación del mismo (Lugo, 2011).

En México, el campo Morfoestructural y Morfotectónico no ha sido extenso ni tan profundo como los antes mencionados, es por ello que cobra significado comprender desde la dinámica de la Tectónica y de las Morfoestructuras a las formas del relieve; del mismo modo los estudios realizados no han cubierto en suficiencia al territorio mexicano, donde sobresalen los de carácter regional, o en escalas que cubren entidades federativas.

El ENT y la SMS, son dos provincias fisiográficas que son caracterizadas como conjuntos de geoformas que tienen su origen en la actividad Neotectónica del sur del país, la dinámica que representa la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica, ha generado una amplia variedad de estilos geotectónicos, que dieron como resultados diversos tipos de actividad magmática, sistemas montañosos plegados, valles y fosas, que están gobernados por los procesos endógenos y las estructuras geológicas, en una compleja estratigrafía que se remonta del Precámbrico hasta el presente (Lugo 1990, Lugo y Córdova, 1991).

Los límites entre provincias no siempre son sencillos de identificar y establecer, a veces zonas de transición compleja, donde las formas del relieve características de cada una de ellas se entrelazan; se sobreponen o bien se combinan. Y es por ello, que al sur de Puebla y el norte de Oaxaca es una área representativa, ya que muestra en sus litologías, estructuras geológicas, estilos geotectónicos y formas del relieve esta complejidad, donde destaca el graben de Tehuacán definido por el Sistema de Fallas de Oaxaca, el Sistema de Fallas Caltepec – Tamazulapan en la Mixteca y un sistema semigraben en los Valles y Sierra de Acatlán, Chiautla y Matamoros (Lugo, 1990; Lugo y Córdova, 1991; Hernández *et al.*, 1995; Nieto *et al.*, 1995; Dávalos *et al.*, 2007, Krasilnikov, 2011), conformando sistemas y estilos morfoestructurales y morfotectónicos que imprimen una dinámica de deformación, levantamiento, subsidencia, basculamiento, y modelado diferencial de las diversas litologías que forman al relieve.

El enfoque que es abordado para el análisis morfotectónico y la caracterización morfoestructural de esta tesis se basa en los métodos de Guerasimov (1986), modificados por Hernández *et al.* (2009b) aplicados al territorio mexicano, y enriquecido con metodologías para el análisis del relieve y desde la cartografía traídas de la ex URSS y Cuba, gracias a las aportaciones de Kostenko (1975), Lugo (1986, 1988), Hernández *et al.* (1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012), García Palomo *et al.* (2008), López Blanco (1995, 1996), Arellano (2001), Frausto (1995, 2002), Montes (2005; 2009) entre otros, con la aplicación de tecnologías y procedimientos en SIG, en la producción de mapas morfométricos y morfográficos.

La presente tesis expone en sus capítulos I y II el marco teórico – conceptual del cual parte la identificación y clasificación morfoestructural, y el análisis e interpretación morfotectónica con base en los métodos de Hernández *et. al.*, 2009, además de contextualizar desde las demás esferas del conocimiento de la Geografía en un marco geográfico sintético. Posteriormente en el marco geológico, se describe y se explica el conjunto estratigráfico y su evolución geológica – tectónica, es decir, el proceso geotectónico –que de acuerdo con Lugo (2011) es el proceso, en el cuál se construye (*tekton*) la Tierra (*geo*)-. El capítulo III detalla los procedimientos del tratamiento de la información en SIG, su interpretación y análisis para la clasificación morfoestructural. Y por último, el capítulo IV, los resultados, muestran el conjunto de productos como la clasificación tipológica morfoestructural con base en los métodos de Guerasimov modificados por Hernández *et al.* (2009) y la caracterización e interpretación morfotectónica.

CAPITULO I. ANTECEDENTES

1.1 Planteamiento del Problema

En las últimas décadas del s. XX, el desarrollo de la Geomorfología en México sufre un aumento en la producción e investigación científica acerca de los procesos formadores del relieve, producto de las aportaciones e intercambios surgidos a partir de la herencia de varias escuelas geomorfológicas. Por un lado las escuelas francesas y anglosajonas, de las cuales destaca Jean Tricart (1974) como referente para los geomorfólogos mexicanos; por otra parte, la escuela Soviética: de la ex URSS, de Europa Oriental y la escuela Cubana, de donde surgen especialistas medulares que sentaron las bases de la Geomorfología moderna en México; entre ellos, se destaca Lugo (1982, 1986, 1988, 1990, 1991, 2011), Zamorano (2000) y Hernández *et al.* (1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012). Siendo este último, quien realiza en México con mayor interés las investigaciones en el campo de la Geomorfología Estructural y Morfotectónica cubriendo grandes superficies del territorio mexicano.

Particularmente las investigaciones geomorfológicas en el país se desarrollaron en los campos de la morfogénesis, morfometría, geomorfología volcánica, geomorfología fluvial, de litoral y del fondo de los océanos, (Hernández y Ortiz Pérez, 2005).

En los últimos 20 años, las investigaciones geomorfológicas que se han realizado en el área de estudio han sido contadas y de esfuerzos aislados, como la tesis de Ochoa (2001) y artículos que abordan de manera general el contexto de la SMS, entre ellos Hernández 1995 y 2009b, y Krasilnikov *et al.*, 2011, y en específico “*Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca*” de Hernández *et al.* (2009b) que aborda el enfoque morfoestructural y morfotectónico, de esta porción del país.

En el presente trabajo se plantea la elaboración del mapa morfoestructural del límite sur del ENT y la transición del mismo con la SMS, en su porción localizada entre Puebla y Oaxaca, con la finalidad de aportar información sobre el comportamiento de las distintas estructuras geológicas activas, y aquellas que lo están en menor medida cuyo modelado expresan la intervención de la dinámica exógena en el lugar.

1.2 Justificación

El área de estudio se localiza en la transición entre el ENT y la SMS, siendo la estructura característica del área, el sistema de la falla de Oaxaca, misma que nace al s del volcán La Malinche y se extiende en dirección NW-SE hacia el Estado de Oaxaca; por lo que se reconoce como una zona de actividad geotectónica y por tanto de contrastes geomorfológicos. Se considera por lo tanto significativo conocer y comprender el mosaico geotectónico activo y su expresión geomorfológica, así como de las manifestaciones rápidas y lentas de la endo y exodinámica reciente en el relieve (Nieto *et al.*, 1995; Hernández *et al.*, 1995; Dávalos *et al.*, 2007).

El s de Puebla y N de Oaxaca presentan la transición del ENT y la SMS, ambas provincias se diferencian por sus litomorfoestructuras y por diferentes estilos geotectónicos, además, al encontrarse en esta transición, por la superposición de litologías y estructuras activas por la Neotectónica, y que presentan un modelado y comportamiento complejo (Hernández *et al.*, 1995; Krasilnikov *et al.*, 2011).

En este trabajo se realizó una clasificación tipológica de las morfoestructuras y de los procesos modeladores del relieve. Al final se obtuvo un inventario cartográfico del área que ayuda a comprender la influencia tectónica en la formación de estas morfoestructuras y su dinámica actual. Se piensa que este esfuerzo pueda influir y fomentar el análisis geomorfológico desde el ámbito morfoestructural y morfotectónico, para que haya en un futuro una cobertura más amplia y por lo tanto un mejor entendimiento del territorio y su dinámica geotectónica.

1.3 Objetivos

Objetivo general:

Identificar las diversas morfoestructuras, así como su carácter litomorfoestructural para el área de estudio.

Objetivos particulares:

- Clasificar tipológicamente las morfoestructuras con base en la propuesta de Guerasimov (1986) y Bashenina (1978), modificado por Hernández *et al.* (1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012).
- Caracterizar el plano morfotectónico y litomorfoestructural del área de estudio.
- Caracterizar el área de estudio con base en la evolución geológica y tectónica que ha experimentado.
- Caracterizar la influencia y la evolución morfotectónica del área de estudio.

1.4 Hipótesis

- El área de estudio al localizarse en la transición de la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico, presentará estilos geotectónicos relacionados con los sistemas de fallas de Oaxaca y Caltepec en su etapa Neotectónica, que forman parte del sistema *horst* – graben de Tehuacán – Oaxaca.

1.5 Marco de referencia

Desde que en el s. XVIII James Hutton publica “*Teoría de la Tierra*” (1788), y posteriormente Charles Lyell divulga su libro “*Principios de Geología*” (1830), con los cuales se redefinieron y sentaron los principios de la geología moderna (Gutiérrez Elorza, 2008), se reformularon conceptos y establecieron nuevos modelos que explicarían los procesos que configuraron la corteza terrestre. Posteriormente Charles Darwin, publicó acerca de la evolución de las especies, y que, en conjunto con las obras anteriores serían los fundamentos que influirían en William M. Davis (Castillo, 2006), quien dio a conocer su teoría acerca de la evolución del relieve, conocida como el “*Ciclo de erosión*” (1899), posteriormente, conocido como “*Ciclo orográfico o el Ciclo geográfico*”. Se estableció de esa manera el primer paradigma en Geomorfología; en él, se propone la evolución del relieve en constante transformación, partiendo del levantamiento de la corteza que es erosionada por corrientes fluviales, concibiéndola con una estructura (litología, factor espacial y estático), que es afectada por la erosión (fluvial, marina, eólica), durante el tiempo 0 (cero) y etapas de desarrollo del relieve (juventud, madurez y senectud) (Lugo, 1982).

Si bien, Davis, fue precursor de la Geomorfología como ciencia de la Tierra en la época moderna, Walter Penck elaboró una aproximación a la Geomorfología desde el punto de vista geológico; deseaba encontrar en ella un elemento para la interpretación de la historia diastrófica, buscando la relación de las formas del relieve con la actividad –*tectónica* (este concepto aparece entre la década de 1950 y 1960)- creadora. Con el devenir del s. XIX, se incrementó la producción de teorías, entre ellas las de Airy y Pratt; que proponen sus hipótesis de la deformación terrestre por carga y descarga (isostasia), por otro lado Suess a finales del s. XIX y principios del XX, pone en manifiesto las evidencias de transgresiones y regresiones continentales, sugiriendo la estabilidad del tiempo geológico (Gutiérrez Elorza, 2008; Lugo, 1982).

Tricart (1965), expone que la Geomorfología nace como una parte de la ciencia cuando deja de describir y comienza a explicar. La evolución de la Geomorfología tuvo una etapa de aceleración gracias al advenimiento de la teoría de la Tectónica de Placas y al desarrollo tecnológico durante la II Guerra Mundial, esto, promovió un nuevo paradigma en desarrollo de la Geomorfología de los Procesos, Dinámica y Cuantitativa, siendo sus principales exponentes Anhert, Strahler, Horton y Schumm; y consecuente a ello, la utilización de modelos matemáticos que pretenden la simulación o reproducción de los fenómenos que ocurren en la realidad a menor escala para poder explicar los procesos

formadores y modeladores del relieve. Y que con la aceptación de la Teoría de la Tectónica de Placas y la Geomorfología de los Procesos; la Geomorfología desarrolló varias disciplinas, entre ellas: la Geomorfología Estructural y la Geomorfología Tectónica, con las cuales se estudia la formación del relieve a partir de procesos endógenos (Gutiérrez Elorza, 2008).

Con respecto a México el estudio y desarrollo de la Geomorfología se ha inclinado generalmente por temáticas relacionadas a la geomorfología volcánica, fluvial y de laderas, por mencionar algunos; en el campo Estructural y Tectónico las publicaciones aparecen a finales del s. XX y en la primer década del s. XXI, donde se realizó una primera versión de “*Regionalización Geomorfológica de la República Mexicana*” de Lugo y Córdova (1991), “*Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur*” de Hernández *et al.* (1995), “*Delimitación de unidades ambientales por medio de una regionalización geomorfológica del mesobloque “el Encantado”, Oaxaca*” de Arellano (2001), *Análisis morfotectónico del sector oriental del curso bajo del Río Balsas, Michoacán, México* de Frausto (1995), “*Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos la Sabana y Papagayo*” de Hernández y Ortiz Pérez (2005), “*El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces*” de García-Palomo *et al.* (2008), “*Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca*” de Hernández *et al.* (2009), “*Paisaje físico-geográficos del noroeste del estado de Chiapas*” de Hernández *et al.* (2009), “*Formación y morfogénesis del relieve del extremo noroccidental del estado de Chiapas*” de Hernández *et al.* (2009) y “*Análisis morfoestructural del relieve noroccidental del estado de Chiapas*” de Hernández *et al.* (2012), y de igual modo, existe un trabajo en conjunto sobre Geomorfología Estructural donde las escuelas cubano-mexicanas realizaron una tipología o una nueva categorización sobre los estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques (Hernández *et al.*, 1994).

En las áreas del conocimiento de la geomorfología Estructural y Tectónica, aún son escasas las investigaciones, no se ha profundizado en las clasificaciones morfoestructurales y en su representación cartográfica. Uno de los primeros esfuerzos cubano-mexicanos, fue el Proyecto: “Génesis, evolución y dinámica de geocatástrofes en regiones geográficas de alta energía: el Trópico Interplacas Americano”, en el cual, se pretendió aplicar el enfoque teórico del análisis morfoestructural y de su clasificación tipológica propuesto por Guerasimov (1986), para determinar el plano morfotectónico y morfoestructural del cuadrante suroccidental de la placa continental Norteamericana en interacción con las placas oceánicas Cocos (mecanismo subductivo) y Caribe (mecanismo transformante), representado por las zonas de sutura de la Trinchera Mesoamericana –

Sierra Madre del Sur y la Trinchera de Barlett – Dorsal submarina de las Islas Caimán y Cuba Oriental (Hernández *et al.*, 1996). Posterior a esta investigación se realizó la primera versión de regionalización morfoestructural en México, la cual se aplicó en la Sierra Madre del Sur (Hernández *et al.*, 1995), así mismo se realizaron trabajos del mismo enfoque en los estados de Oaxaca y Chiapas (Hernández *et al.*, 2009a; 2009b; 2009c), y en las cuencas hidrográficas de los ríos la Sabana y Papagayo, en el estado de Guerrero (Hernández *et al.*, 2005).

Los esfuerzos en las investigaciones del carácter morfoestructural como antes se ha mencionado aún no logran cubrir y conocer gran parte del territorio mexicano, aunado a la comprensión de la relación y evolución del relieve a partir de la geología y sus estructuras con los procesos tectónicos. Sin embargo, a pesar de la poca producción del campo morfoestructural, áreas del conocimiento Geológico como el Geológico Estructural han realizado investigaciones muy extensas de esta parte del territorio, ejemplo de ello son las publicaciones acerca del graben de Tehuacán y el desarrollo y comportamiento de la falla de Oaxaca; “*Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca*” (Dávalos *et al.*, 2007), “*Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica*” (Nieto *et al.*, 1995), “*Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico*” (Centeno, 1988), y “*Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento; aplicación a las fallas de Oaxaca, México*” (Alaniz y Nieto, 1997). Por otra parte, también se han publicado artículos que describen las formaciones geológicas y principales estructuras que se ubican dentro del área de estudio; entre ellos está: “*Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estado de Puebla y Oaxaca*” (Ortega, 1978), “*Estudio de la Interpretación Paleoambiental usando registros de fósiles: en la Formación San Juan Raya, Cuenca de Zapotitlán, Puebla, México*” (Serrano y Centeno, 2014) y “*La Formación Chivillas en Tehuacán, Puebla, México: definición, análisis de facies y procedencia*” (Mendoza *et al.*, 2013), por mencionar algunos. Otro documento de carácter científico, son las cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano (SGM), las cuales describen las formaciones y estructuras, además de complementarlo con columnas estratigráficas y secciones geológicas en las cartas E14-5 (Cuernavaca) y E14-6 (Orizaba) correspondientes al área de estudio.

Desde otras disciplinas como la Biología, se han publicado estudios como: “*Estudio Etnobotánico de Zapotitlán Salinas, Puebla*” (Paredes *et al.*, 2007), del mismo modo hay publicaciones de Instituciones del Gobierno Federal, por ejemplo el Consejo Nacional de

Áreas Naturales Protegidas (CONANP): “*Programa de Manejo para la Reserva de la Biosfera Tehuacán - Cuicatlán de la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales*” (CONANP, 2013); de igual modo, hay publicaciones de carácter geográfico, geomorfológico y geológico publicados por el Instituto de Geografía y de Geología, de los cuales destaca: “*Influencia de la dinámica del paisaje en la distribución de las comunidades vegetales en la cuenca del Río Zapotitlán, Puebla*” de García Oliva (1991).

1.5.1 Marco Teórico – Conceptual

1.5.1.1 Geomorfología

El concepto Geomorfología es usado por primera vez en 1893 por W. J. McGee, definiéndola originalmente como el estudio de la génesis de las formas topográficas (Hugget, 2011). Schumm (1991) *in* Gutiérrez Elorza (2008) la define como la ciencia que estudia los fenómenos sobre y cerca de la superficies terrestre y se preocupa de las interacciones entre varios tipos de materiales y procesos, implicando los sólidos, líquidos y gaseosos, por lo que es una ciencia geológico-geográfica que estudia las formas de la superficie terrestre (el relieve), incluso las que se encuentran cubiertas por el agua del océano, lagos, ríos y glaciares. Summerfield (1991), la define como la ciencia que se encarga de la superficie terrestre y de los procesos que la modifican, éstos son los procesos endógenos y exógenos.

La Geomorfología está dentro del grupo de las ciencias naturales, es la ciencia que se encarga del análisis del desarrollo de las formas del relieve, incluye la descripción de las formas del relieve, su origen, estructura, la historia de desarrollo, dinámica actual, diagnóstico a futuro y su relación con la actividad humana (Lugo, 2011). La interdisciplinariedad es una característica importante para el desarrollo de las ciencias o campos del conocimiento en la actualidad, en especial en esta, que tiene intercambio con otras geociencias como la Geología, Geofísica, Hidrología, Tectónica, por mencionar algunas.

En el desarrollo de la Geomorfología a partir de la segunda mitad del s. XX, dio lugar a su diversificación; en Francia Birot (1949), Cholley (1950), Tricart (1952), Tricart y Cailleux (1956) consideran explicar el origen y evolución de las formas del relieve a partir de las condiciones climáticas actuales y antiguas; en la ex URSS, Svarichevskaya (1973, 1978)

reconoce cuatro subdivisiones principales: la general, regional, aplicada y planetaria. Posteriormente se considerarían dos divisiones fundamentales: la climática y la estructural (Lugo, 1982). Anher (1998), considera los procesos generadores del relieve para clasificarla: en geomorfología fluvial, geomorfología glacial, geomorfología costera y geomorfología kárstica; del mismo modo consideró a las condiciones ambientales que afectan a las geoformas: la geomorfología estructural se encarga de analizar el nivel de influencia de los grandes paquetes de rocas sobre el relieve, y la geomorfología climática que se encarga de explicar el desarrollo del relieve bajo diferentes condiciones climáticas. De otro modo son clasificadas otras subdisciplinas, como la geomorfología aplicada, que estudia las metodologías para el estudio del relieve con un objetivo práctico.

De acuerdo con Büdel (1968, 1977) *in* Gutiérrez Elorza (2008), el relieve de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de fuerzas endógenas y exógenas, para que ocurra dicha interacción es necesaria la energía, la cual proviene de la radiación solar que controla los procesos meteorológicos, por tanto la meteorización, edafogénesis y el desarrollo del relieve, así mismo la energía gravitatoria que se encarga del transporte de sedimentos, y la energía endógena generadora de los grandes relieves de la superficie terrestre.

Burbank y Anderson (2012) –pioneros en los estudios morfotectónicos de la escuela anglosajona- mencionan que la interacción entre los procesos tectónicos y los que ocurren en la superficie son los que construyen la topografía. La energía que se necesita se obtiene de los movimientos horizontales de la corteza de las placas litosféricas que constituyen la capa más rígida del planeta. Por tanto la energía que conduce a las placas tectónicas es primordial para la construcción de la superficie de la Tierra, aunado a los procesos que ocurren en ella, que son, la combinación de la gravedad y la energía solar, estos procesos efectúan un sistema proceso-respuesta, siendo el proceso el agente creador y la respuesta la forma resultante (Gutiérrez Elorza, 2008).

Los procesos endógenos son aquellos que se encargan de construir nuevas formas del relieve, al tratarse de movimientos que ocurren en el interior del planeta gracias a la transferencia energía y materia (Lugo, 1988), entre ellos, está la actividad sísmica, vulcanismo, magmatismo interno o intrusivo, la ruptura y deformación de las rocas.

Así mismo, los procesos exógenos, son aquellos que dan un modelado por la interacción de la superficie terrestre con otras esferas (atmósfera e hidrosfera); estos procesos tienen como consecuencia la intemperización y erosión de las rocas, el transporte, depósito o acumulación de materiales. La erosión puede tener tres formas básicas: la física,

química y biológica, o bien la conjugación entre ellas (Pedraza, 1996). Cabe destacar que el tiempo es un factor importante involucrado en la génesis, modificación, y en muchos casos en la destrucción de las geoformas que constituyen al relieve (Anhert, 1998). A manera de síntesis, las geoformas son el resultado de:

- El movimiento de la corteza terrestre: ascenso y subsidencia, plegamientos y otros movimientos de la corteza.
- La actividad ígnea, tanto volcánica como intrusiva, que genera estructuras y geoformas asociadas a estos procesos.
- La denudación, destrucción de las rocas y suelos que forman y cubren al relieve.
- El depósito y acumulación de materiales.

Cox (2007) *in* Gutiérrez Elorza (2008), reconoce que la velocidad con la que actúan y tienen efecto los procesos formadores del relieve son un problema al enmarcar un amplio rango de escalas temporales y espaciales. Por ello Chorley *et al.* (1984) indica que los procesos geomorfológicos no son homogéneos en diferentes escalas. Schumm (1985) plantea que esta diferenciación de las características del relieve a diversas escalas temporales y espaciales se pueden clasificar como mega-, macro-, meso-, micro-, y sin eventos (van der Pluijm *et al.*, 2004; Gutiérrez Elorza, 2008).

La relación espacio-tiempo, está dada por la dimensión de las formas del relieve y la cantidad de tiempo necesario para que estas se construyan. La escala de tiempo en el análisis geomorfológico, varía en función al objetivo de estudio y de la escala de trabajo (Castillo, 2006).

Wolman y Miller (1960) *in* Castillo (2006), proponen que los procesos geomorfológicos están sujetos a la magnitud, intensidad con la cual ocurre un proceso, y la frecuencia, que es la duración y periodicidad que acontece un proceso (figura 1.1 y figura 1.2).

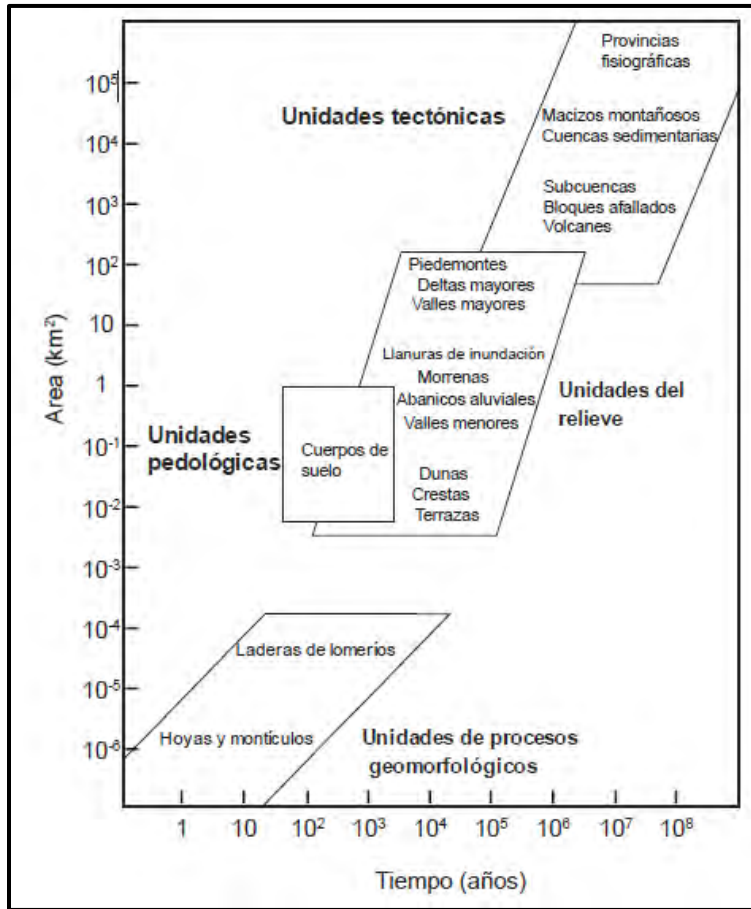


Figura 1.1 a) Relación entre tiempo y escala de morfologías del relieve, adaptado de Selby, 1985 (Castillo, 2006).

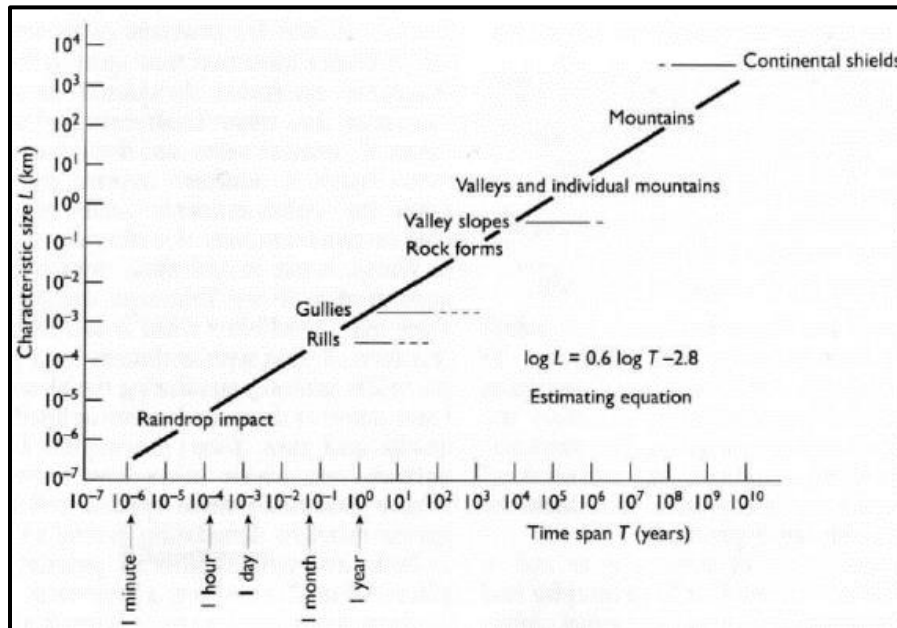


Figura 1.2 Relación de la escala tiempo-espacial (Anhert, 1998)

El tiempo, el espacio y los procesos, son conceptos clave en la geomorfología, los cuales incluyen tres aspectos:

1. Génesis; clasifican a las formas del relieve de acuerdo a los procesos por los cuales se crearon (endógenos y exógenos), y para ello se requiere la información geológica, especialmente la litológica y estratigráfica.
2. Edad; la temporalidad que tienen las formas del relieve hasta su configuración final.
3. Procesos; son los que actúan hoy en día y, si es posible, por medio de registros y adquisición de información suficiente, se estudian los que pudieron haber operado en el pasado.

1.5.1.2 Geomorfología Estructural

Entre las escuelas de geomorfología que han trabajado la Geomorfología Estructural se destacan la escuela anglosajona y francesa; Dufaure (2007) parte del concepto de Tectónica Global aplicado al análisis morfoestructural, en el cual insiste en la erosión diferencial, ya que la tectónica activa y crea el potencial erosivo en los continentes.

Por otro lado, la escuela anglosajona que parte de la *Tectonic Geomorphology* de Penck, destacan Twidale (1971) y Migón (2004), que definen a la Geomorfología Estructural como una subdisciplina de la geomorfología que se encarga del estudio de los modelados que deben su carácter a sus litologías y estructuras de las rocas, que se conocen como modelados estructurales. Twidale (*op.cit.*) menciona que la estructura, no solo abarcan los factores pasivos, los inherentes a la roca (litología) y a la disposición de los estratos (estratigrafía y tectónica), sino también a los cambios activos y continuos de estas propiedades (Hugget, 2011). Lugo (2011) la define como la rama que estudia los grandes elementos del relieve en relación a los factores endógenos; el concepto tradicional se refiere a la expresión de la estructura geológica en el relieve: estratos, pliegues, fracturas, fallas o intrusivos; e infiere la presencia de este tipo de estructuras que están ocultas o semiocultas, a partir de rasgos y procesos morfogenéticos. Otra temática que aborda, es la determinación de los movimientos neotectónicos a partir de las propiedades cualitativas y cuantitativas del relieve.

Para abordar la geomorfología estructural es preciso definir los siguientes conceptos:

- Litología; es la naturaleza propia de la roca, producto de las fuerzas internas; en caso de las rocas ígneas, sus propiedades dependerán si se solidificaron en ambientes intrusivos o extrusivos; o en rocas metamórficas por la interacción de la geodinámica interna y externa. Por lo tanto, la naturaleza o propiedad de las rocas dependerán de la interacción de fuerzas endógenas y exógenas que la formaron (Tricart, 1974).
- Estructuras geológicas, son el arreglo espacial y temporal que guardan los componentes rocosos o conjuntos rocosos, presentan características geométricas distintivas y rasgos característicos como la forma, el tamaño, sus límites, sus relaciones, su orientación, el tipo de material, su distribución geográfica, entre otros. De acuerdo a su origen se pueden clasificar en primarias y secundarias. Las primeras son aquellas que se originan simultáneamente o singenéticamente; son resultado de su depósito o emplazamiento, y están presentes antes de la deformación, su existencia es clave para comprender los procesos de acumulación o depósito y del ambiente en que se formaron. Las segundas, son aquellas posteriores a la litificación como respuesta a un estado de esfuerzo y cambios térmicos que expresan cambios irreversibles, y dan lugar a la deformación y metamorfismo (Arrellano Gil *et al.*, 2002).
- Morfoestructuras, concepto propuesto por Guerasimov (1946); son las formas del relieve de los continentes y fondos oceánicos, de dimensiones relativamente grandes que deben su origen a procesos endógenos: litología, estructura, movimientos neotectónicos, en interacción con procesos físico-geográficos (Lugo, 2011).
- Morfoesculturas, Guerasimov (1946); son formas del relieve relativamente pequeñas, de tercer orden, que se originan por influencia de factores exógenos principalmente; son parte de las morfoestructuras (Lugo, 2001).

Delcaillau (2004), define que las grandes formas del relieve se dividen en dos familias: las formas estructurales o morfoestructuras que son expresión de las estructuras geológicas, y las formas esculturales o morfoesculturas, que su formación se debe a través del trabajo de la erosión diferencial. Una morfoestructura primaria responde a un juego de fallas sismogenéticas o de un pliegue activo sobre los agentes erosivos. Hay dos tipos de formas estructurales: las tectónicamente activas y las formas heredadas o pasivas que son paleoformas que se han desconectado de su contexto tectónico y climático.

1.5.1.2.1 Enfoque morfoestructural

La Geomorfología Estructural tiene una estrecha relación con los procesos tectónicos; factores esenciales en el modelado del relieve, debido al control que ejerce en la erosión, la sedimentación, la deformación de las rocas y la formación de superficie, siendo su objetivo el estudio de las relaciones existentes de las estructuras geológicas, las formas del relieve y el marco geodinámico (Delcaillau, 2004); esta relación en las últimas décadas del s. XX cobró interés, ayudada por los avances tecnológicos y científicos, que aportaron datos y modelos matemáticos más exactos útiles a la ciencias de la Tierra (Summerfield, 1991).

De acuerdo a los objetivos de este trabajo de investigación, el enfoque de la geomorfología estructural o morfoestructural, se encarga de analizar la expresión que adquieren las grandes estructuras geológicas en el relieve que se pueden observar en superficie, con el objetivo de resaltar la importancia de los diferentes mecanismos de la tectónica en la formación, desarrollo de su morfología y dinámica de éste (Zamorano, *et al.*, 2000).

Desde el método morfoestructural, Kostenko (1975), establece las relaciones existentes en el relieve y la estructura interna, evaluando cuantitativamente en el tiempo las deformaciones tectónicas (T) expresadas en el relieve, sean estas, los levantamientos ($+T$) de la corteza, o los hundimientos ($-T$), a escala regional ($\pm T$) o local ($\pm t$); y se retoma los conceptos de estructuras muertas (pasivas, inactivas) y vivas (activas), con lo cual se define la expresión de las morfoestructuras. Polkanova (1978) *in* Lugo (1988), define los factores que condicionan la expresión de las estructuras geológicas en el relieve: a) la geometría de las estructuras geológicas; b) los procesos exógenos que funcionan en respuesta a la actividad tectónica; c) la litología y su estructura; d) la correlación entre la velocidad de crecimiento de las estructuras con los procesos erosivos y acumulativos; y, e) las características del desarrollo del relieve.

Es significativo definir las intensidades entre levantamiento y erosión, hundimiento, acumulación y desplazamiento horizontal de las formas del relieve, y determinar la velocidad de estos procesos para considerar la evolución del relieve en etapas que se caracterizan por estos procesos. Otro aspecto a tomar en cuenta es el grado de disección y la estructura geológica regional, lo que permite inferir las zonas más jóvenes y antiguas, y establecer la secuencia de la evolución del relieve (Lugo, 1988).

1.5.1.2.2 Clasificación morfoestructural

En el desarrollo de la geomorfología estructural, investigadores pertenecientes a la ex URSS, realizaron significativas aportaciones, siendo uno de ellos Jaromir Guerasimov, quién sentó en 1946, las bases de esta disciplina científica. Define las bases teórico-conceptuales del análisis morfoestructural, que establece categorías jerárquico-espaciales en un enfoque histórico-genético de acuerdo con la teoría de moviismo en la historia geológica del planeta; de igual modo, Guerasimov propone el concepto de morfoestructura, para referirse a las formas del relieve originadas esencialmente por procesos endógenos en interacción con los exógenos, y que corresponden a una estructura geológica específica. Guerasimov (1986), establece una clasificación detallada de geotecturas o geotexturas; proponiendo 15 unidades geotexturales, que incluye unidades geomorfológicas planetarias; las morfoestructuras, expresión de la estructura geológica en el relieve, y las morfoesculturas, expresión de modelado que adquiere el relieve gracias a la actividad de los procesos exógenos (Hernández *et al.*, 1994; Lugo, 1988).

Existen otros enfoques morfoestructurales, entre los cuales destaca el francófono Jean-François Dumont, quien por su trabajo tipológico morfoestructural realizado principalmente con base en el análisis de la red fluvial con la relación de la actividad neotectónica en el río Amazonas, en su porción occidental y en el área subandina de Perú y Bolivia (Dumont, 1987, 1989a, 1989b, 1992a, 1992b); estudios anteriores como Tricart (1974) realiza una de las clasificaciones estructurales de la Tierra: I. continentes y cuencas oceánicas, II. Cordilleras, plataformas y depresiones (cuencas); por otra parte, Delcaillau (2004), propone ordenes morfoestructurales, con base a la magnitud de las estructuras que se expresan en una taxonomía aritmética, que va de escalas continentales a microformas (tabla 1.1):

Tabla 1.1. Clasificación de las formas del relieve, modificada a partir; Tricart 1965; Baker 1986; Peulvast y Vanney, 2001) in Delcaillau (2004).

Orden	Superficie (km ²)	Persistencia (años)	Escala de la forma	Unidades morfológicas	Controles
I	10 ⁷	10 ⁹ -10 ⁸		Continentes y Océanos	Tectónica de placas, diferenciación entre el manto y corteza.
II	10 ⁶	10 ⁸ -10 ⁷	Megaformas	Grandes unidades estructurales (macizos antiguos, cadenas montañosas, cuencas continentales, ...)	Tectónica de placas, movimientos interplacas e intraplaca.
III	10 ⁵ -10 ⁴	10 ⁷ -10 ⁶	Macroformas	Unidades estructurales principales (piedemonte, cadenas volcánicas, relieves plegados,...)	Tectónica, dominio climático general.
IV	10 ³ -10 ²	10 ⁷ -10 ⁵	Mesoformas	Unidades estructurales elementales (macizos montañosos, horst, cordilleras anticlinales,...)	Tectónica y Litología.
V	10 ¹ -10 ⁻¹	10 ⁶ -10 ⁴	Formas de escala media	Lineamientos del relieve, escarpes de falla y grandes formas de acumulación (complejo de nappas aluviales, deltas, sistemas morrénicos,...)	Clima, variación glacio-eustática, neotectónica y litología
VI	10 ⁻²	10 ⁴ -10 ²	Modelados	Laderas, circos de erosión, terrazas...	Clima local ligado al modelado, particularidades geomorfológicas; influencia: exposición de laderas, y litología.
VII	10 ⁻⁶	10 ³ -10 ¹	Microformas	Malpaís, deslizamientos de tierra	Dinámica de procesos morfogénicos, contrastes litológicos; influencia: clima local y topografía.
VIII	10 ⁻⁸ -10 ⁻⁷		Modelados microscópicos	Formas detalles de la superficie	Texturas de las rocas, tipos de procesos

Bashenina (Demek y Embleton, 1978) parte del concepto de que la litosfera está conformada por bloques-tipo (*block-like*), y que se expresan en la superficie de forma de bloques morfoestructurales, que se definen entre sí por fallas de diversos órdenes y

profundidades, y que, determinan la existencia de morfoestructuras secundarias. Leontev (1976) definen una clasificación de 5 órdenes morfoestructurales y posteriormente con Piotrovski, completa la clasificación con órdenes de 6to, 7mo, 8vo y 9no orden; usando variables para su taxonomía, que reflejan los diferentes grados de interacción de los procesos endógenos y exógenos, la actividad tectónica, las condiciones climáticas en la superficie terrestre.

Bashenina (1978) *in* Demek y Embleton (1978), define de la siguiente manera los órdenes de su clasificación morfoestructural:

- Primer orden (I). Son los elementos de la Tierra, consiste en los continentes, cuencas oceánicas y zonas de transición entre ambas; son las morfoestructuras más grandes, Demenickaya (1967) define que su diferenciación se encuentra en el espesor y composición de la corteza terrestre sobre el manto; y con ayuda de nueva información se distinguen: a) la plataforma continental; b) zonas de transición entre la plataforma continental y las cuencas oceánicas; c) zonas de *rift* de océanos y continentes; y d) piso oceánico.
- Segundo orden (II). Morfoestructuras que se distinguen por las diferentes tendencias en sus movimiento tectónicos (levantamientos y hundimientos dominantes), y que, están de acuerdo a los cambios de intensidad de los movimientos en largos periodos de tiempo geológico.
- Tercer orden (III). Se diferencian por su actividad en el Cenozoico, cambios discordantes e intensa actividad tectónica que se ve reflejada en el relieve, que dieron como resultado cordilleras montañosas y arcos volcánicos.
- Cuarto orden (IV). Este orden se diferencia por levantamientos y hundimientos ocurridos o que fueron dominantes en el periodo neotectónico, y se ve reflejado en planicies de denudación y deposición.
- Quinto orden (V). Las planicies se dividen en morfoestructuras de acuerdo a su sedimentación y a la profundidad del basamento, mientras que las zonas de montaña se clasifican por su plegamiento, por bloques en arco, entre otros; mientras que las planicies denudativas se clasifican de acuerdo al basamento en el cual se formaron (estratificación horizontal, estructuras plegadas).
- Sexto, séptimo, octavo y noveno orden (VI, VII, VIII y IX). Están mejor definidas por su textura, su diferenciación tiene correlación con su carácter sedimentario (glacial, fluvial, marino, lacustre). En relieves montañosos y planicies denudativas por sus

características estructurales, y el control climático juega un papel significativo en la formación de estas morfoestructuras.

Hernández en diversos trabajos, aplica a sus investigaciones en el territorio cubano y en México (Hernández *et al.*, 1994; 1995; 2009a, 2009b, 2009c, 2012); la clasificación y metodología morfoestructural de Bashenina (1978) y Guerasimov (1986), proponiendo una clasificación tipológica del relieve. De igual modo, propone un sistema jerárquico-espacial (tabla 1.2), y que, en el capítulo III, se explicará con mayor detalle, cada nivel jerárquico de la clasificación.

Tabla 1.2 Niveles jerárquicos de la clasificación tipológica de las morfoestructuras (Hernández *et al.*, 2009).

Jerarquía	Nomenclatura de la tipología morfoestructural
I	Tipo de geotectura (geotectura)
II	Basamento geológico.
III	Carácter litológico del modelado exógeno.
IV	Categorías y subcategorías (del relieve).
V	Sistemas geotectónicos de interrelaciones tridimensionales.
VI	Carácter morfoestructural interno.

1.5.1.3 Geomorfología Tectónica

Morisawa en 1985, expone que con la revolución teórica de la Tectónica de Placas en las Ciencias de la Tierra, se desarrolló una nueva perspectiva en los geomorfólogos acerca de las formas del relieve y los procesos formadores; el estudio del movimiento de las placas, su separación, colisiones, los *rifts*, la expansión del fondo oceánico, y la subducción de una placa por debajo de otra, implicó reexaminarlos a escalas regionales y global. Con la introducción de estos conceptos y en específico el de morfotectónica se explica la relación entre los procesos endógenos y exógenos, entre tectónica y características de la superficie (Morisawa y Hack, 1985).

De acuerdo con Burbank y Anderson (2001), la Geomorfología Tectónica se encarga del estudio de la interacción entre la tectónica y los procesos geomorfológicos en una región donde la corteza terrestre está siendo deformada; es una disciplina que integra técnicas e

información de la geomorfología, sismología, geocronología, geología estructural, geodesia y climatología del Cuaternario. Yeats *et al.* (1997), definen que tiene como fin principal el estudio de los procesos tectónicos creadores de relieve que interfieren con los procesos superficiales que tienden a erosionarlos (Hugget, 2011).

La Teoría de la Tectónica de Placas, basada gracias a las observaciones y teoría de la deriva continental de Alfred Wegener, es en sí, el paradigma que sostiene actualmente a las Ciencias de la Tierra (Castillo, 2006).

La Tectónica de placas es un modelo, en el cual la parte externa de la Tierra, se divide en placas rígidas, que están en movimiento relativo una con respecto a la otra; las velocidades relativas de las placas son del orden de centímetros por año (Gutiérrez Elorza, 2008). La energía interna que asciende desde el núcleo de la Tierra impulsa un conjunto de procesos geológicos, que están profundamente arraigados a las estructuras en la litosfera, y que finalmente, estos procesos generados en el núcleo y manto, influyen la forma y dinámica de toda la superficie terrestre. Las estructuras, son producto de los procesos tectónicos (*tekton*, del griego constructor); lo que implica que estas sean notables por su escala espacial; entre estas estructuras están las cadenas montañosas, los volcanes y los arcos de islas (Hugget, 2011).

Las formas del relieve producto de la tectónica, sin intervención de la denudación, que son particularmente de escala continental o escala regional, es tema de estudio de la morfotectónica. La geomorfología tectónica investiga los efectos de tectónica activa, como las fallas, plegamientos, levantamiento y subsidencia. Cuando las fuerzas exógenas interactúan con la tectónica y producen cambios en la roca, se producen morfoestructuras, campo de la geomorfología estructural (Hugget, *op.cit.*).

La capa exterior de la Tierra, la litosfera, no es una sola, ni una cubierta de roca intacta sino un conjunto de placas que embonan perfectamente; existen siete grandes placas en el orden de los 100 millones de kilómetros cuadrados, dos placas de tamaño medio en el rango de 1 a 10 millones de kilómetros y once microplacas (figura 1.3).

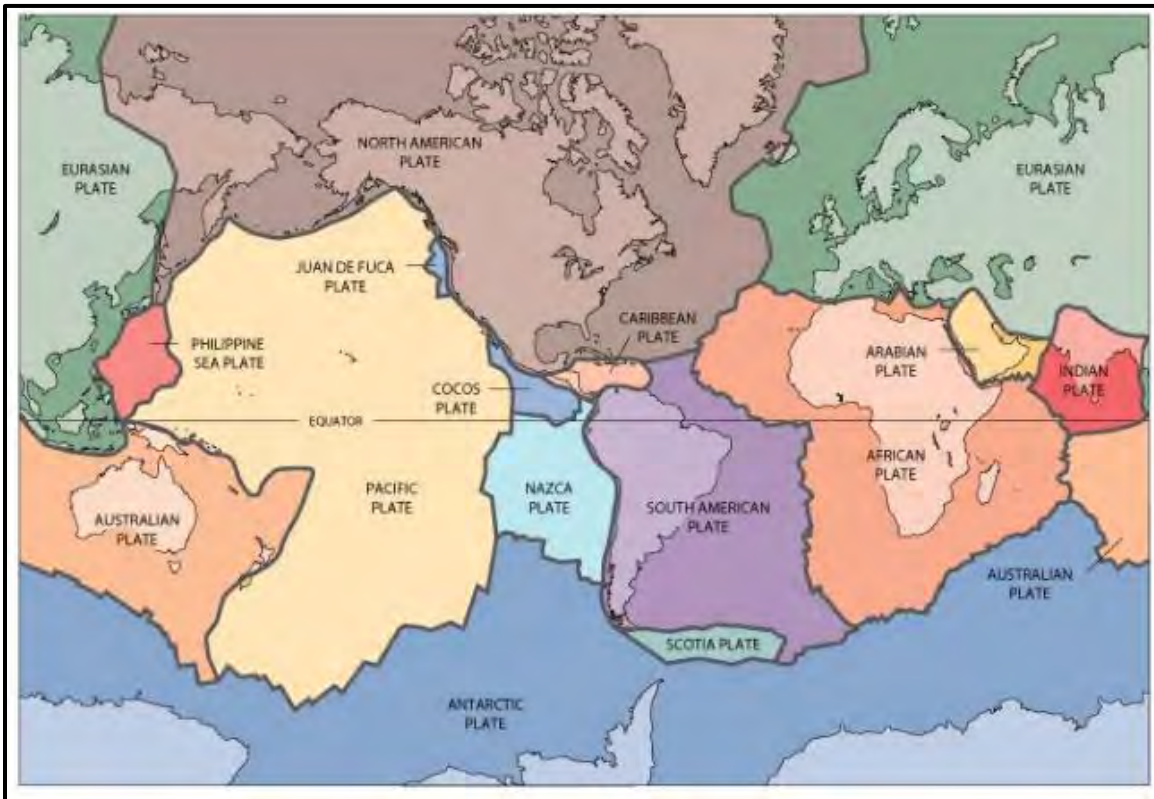


Figura 1.3 Principales placas tectónicas (USGS, 2014).

Los márgenes de las placas se clasifican en dos tipos; donde los límites coinciden o convergen llamados márgenes activos; y las que están en el interior, nombrados márgenes pasivos. De hecho, esta primera clasificación da origen a las estructuras primarias de la Tierra, los continentes y los océanos, en segundo término la disposición de las cordilleras montañosas, y el emplazamiento de cuencas sedimentarias (Hugget, 2011). Christopherson (2012) considera tres tipos de límites o márgenes de las placas, los cuales incluyen procesos de magmatismo, volcanismo, movimientos horizontales/laterales, subducción y deformación:

- La producción de nueva corteza -márgenes divergentes-; ocurre en los fondos marinos, Hess y Dietz (1960) proponen el mecanismo en el cual la construcción de cadenas montañosas en el fondo marino propician el movimiento de los continentes; estas cadenas montañosas se localizan en medio del océano, y son resultado de la inyección de magma extrusivo (basaltos) proveniente de la parte superior del manto y astenosfera en la corteza oceánica, y que genera nuevo piso oceánico, además estos sitios se caracterizan por tener intensa actividad hidrotermal. A este proceso se

le conoce como *rifting*, y aparta ambos lados (*pull apart*) de donde se origina. Sin embargo, el *rifting*, no se limita a la corteza oceánica, también está el *rifting* continental, que genera grandes depresiones alargadas, generadas por esfuerzos de tensión. Ejemplo de estas cadenas montañosas submarinas, también llamadas dorsales, es la Dorsal Mesoatlántica, y de *rifting* continental, el *Rift valleys* de África.

- La subducción de la litosfera -márgenes convergentes-; en contraste con el mecanismo anterior, ocurre en zonas donde la litosfera desciende; la corteza se bascula, es arrastrada y desciende de nuevo al manto (zonas de *Benioff-Wadati*). Da como resultado la colisión de la corteza oceánica con respecto a la continental, formando zonas de subducción. Las grandes trincheras oceánicas se localizan en estas zonas, un ejemplo de ellas, es la Trinchera de las Marianas. La porción que se subduce viaja a través de la astenosfera y eventualmente se recicla como magma; los mecanismos que propician la subducción son conocidos como superplumas. Estas zonas de subducción producen grandes sismos y actividad volcánica (arcos volcánicos); por otro lado, pueden deformar la corteza y engrosarla, generando zonas de sutura, las cuales indican donde se unen la placa oceánica y continental, generando orógenos de colisión continental (Gutiérrez Elorza, 2008). Hay dos tipos de colisión de placas, cuando choca una oceánica con una continental se le conoce como subducción, y cuando choca una placa continental con otra continental, se le conoce obducción (Hugget, 2011).
- Los márgenes transformantes; ocurren donde las placas se deslizan lateralmente (fallas de transformación) una con respecto a la otra. Se localizan en los sistemas de dorsales oceánicas, y son una serie de segmentos separados, los cuales son perpendiculares a la dirección de extensión, y que, entre ellas son paralelas (Gutiérrez Elorza, 2008; Christopherson, 2012).

Wilson (1966) propone que los océanos se abrían y cerraban cíclicamente, a esto se le conoce como el *Ciclo de Wilson*”- (figura 1.4), que engloba todos los movimientos de las placas tectónicas y la interacción entre ellas a través de sus márgenes, con este ciclo, explica la apertura de paleoocéanos y convergencia de los paleocontinentes y su posterior fragmentación (Gutiérrez Elorza, 2008).

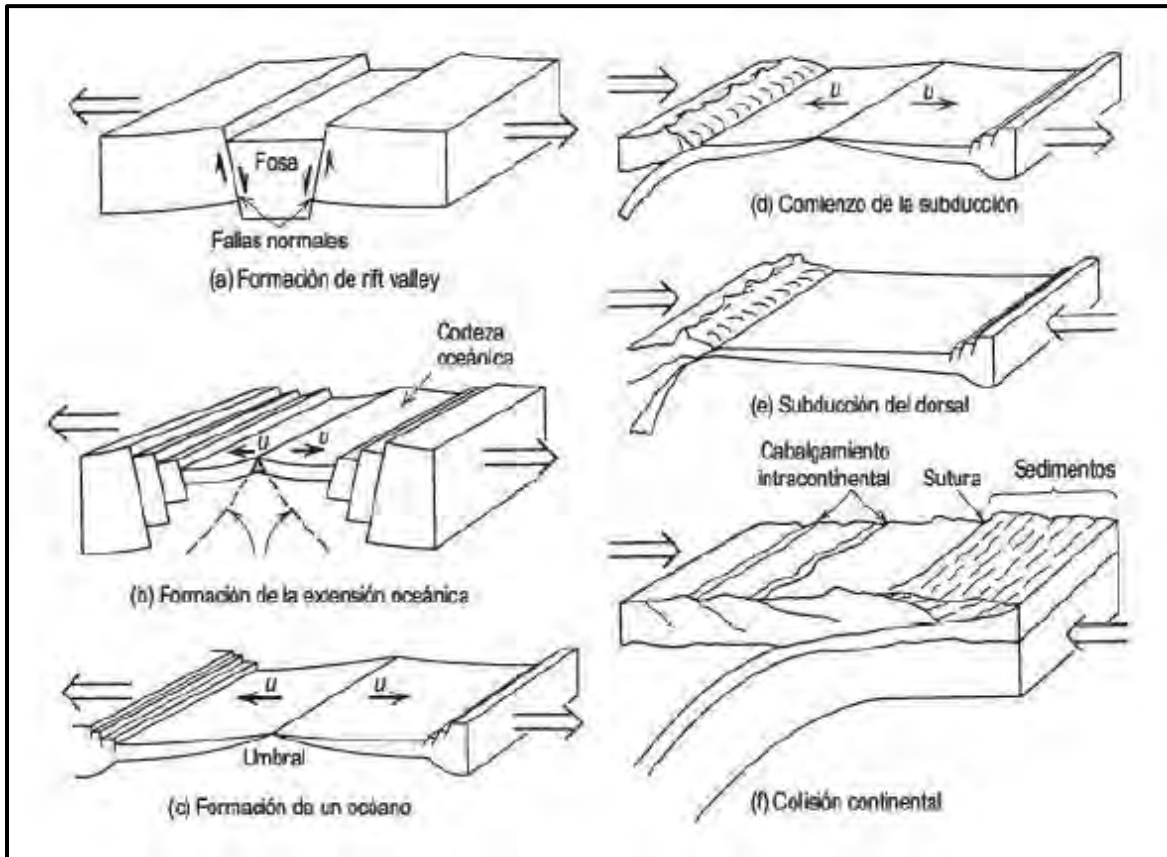


Figura 1.4 Etapas del Ciclo de Wilson, Torcutte y Schubert, 2002 in Gutiérrez Elorza, 2008.

Tricart (1974) expone que la tectónica en relación al tiempo se divide en ciclos o periodos de actividad e inactividad, estos entendidos en una escala regional o continental; a estos periodos los nombra como tectodinamismo y tectoestacia. La primera refiere a la deformación presente en la corteza, mientras que la segunda, consiste en la disposición de la estratificación que fue producto de eventos en el pasado. Estos conceptos son significativos para la geomorfología tectónica y estructural, debido de que ambas están ligadas directamente a las estructuras, por la dimensión que representan y por la evolución morfogenética e influencia actual.

Es importante reconocer que la actividad tectónica ha ocurrido durante gran parte de la historia del planeta Tierra, con diferentes intensidades y estilos en los diferentes periodos geológicos; por ello se hace la diferenciación entre tectónica reciente, neotectónica y tectónica antigua. Por lo que Christopherson define a la Neotectónica como la

deformación registrada en la morfología y geometría de las superficies cuaternarias, esta deformación inicia en el Cenozoico Tardío según Fairbridge (1981) y Vita-Finzi (1986). De acuerdo con Keller y Pinter (1996); Burbank y Anderson (2001), la tectónica activa se interesa en la deformación actual inducida por los sismos en los últimos 10 000 años (Goudie *et al.*, 1990; Delcaillau, 2004).

1.5.1.3.1 Análisis morfotectónico

Delcaillau (2004) define que el acercamiento morfotectónico en investigaciones actuales, debe abordar la identificación y evaluación de deformaciones activas (sismotectónicas) y recientes (neotectónicas), estas pueden ser:

- La cuantificación de las formas del relieve; permite que los métodos de evaluación de activación de fallas y velocidades de desplazamientos horizontales y verticales, con ayuda de información geodésica y de imágenes satelitales faciliten la identificación y cuantificación de la deformación.
- Los movimientos tectónicos se expresan en las formas de erosión y depósito.
- La distribución de tensiones *in situ* y la reconstrucción de los regímenes de paleotensiones.
- El cambio de marcadores morfológicos (escarpes, anomalías en el drenaje) integrados en largos periodos plio-pleistocénicos.
- La ruptura de la superficie afectando las formaciones, su datación absoluta permite la cuantificación de movimientos tectónicos.
- La sismotectónica y la deformación activa, por aportaciones de datos sísmicos que dan luz la cinemática de la deformación junto con mediciones geodésicas permiten cuantificar la deformación a diferentes escalas.

Por otro lado, Ollier (1981) define que el estudio del relieve y su relación con los movimientos tectónicos recientes requieren un análisis detallado de la historia geológica, así como la correspondencia de movimientos recientes y antiguos. Por lo que el análisis morfotectónico cubre con los siguientes objetivos:

- Análisis de relaciones entre los movimientos tectónicos antiguos y/o recientes con las formas estructurales.
- Establecer los tipos, direcciones y tazas de movimientos recientes, en comparación con los antiguos; de tal manera que se pueda reconocer el papel que desempeñan en la formación del relieve.
- Analizar los desplazamientos verticales atribuidos a la neotectónica; así como el estudio de los grandes bloques y sus desplazamientos.
- El estudio de los efectos que tienen los movimientos de la corteza terrestre en las morfoestructuras, su disección, deformación y denudación.

Por lo tanto, en el análisis morfotectónico es significativo recuperar lo que proponen Maroukin y Zamanì (1984) *in* Morisawa y Hack (1985), que en las áreas tectónicamente activas, la topografía refleja la magnitud, intensidad, frecuencia y duración de las fuerzas exógenas que interactúan entre sí; y permite comprender e interpretar la relación de los eventos tectónicos con el estudio del relieve, y revelan parte de la historia geológica del planeta.

1.5.1.3.2 Marcadores geomorfológicos en el análisis morfotectónico

Para establecer el grado de deformación que ha sufrido la superficie terrestre a consecuencia de la actividad tectónica, es necesario tener un marco de referencia, con el cual se pueda medir la deformación diferencial o absoluta, por lo que la documentación de algún indicio de perturbación de la forma en la corteza sirve para definir la magnitud y deformación. Durante las últimas décadas se desarrolló las tecnologías y nuevas metodología para el estudio de estos, como el GPS (*Global Positioning System*), *Radar* y *Lidar*, interferometría, imágenes satelitales con mayor calidad y sensores para observar los movimientos en la corteza (Burbank y Anderson, 2012).

Por ello, los marcadores geomorfológicos, pueden ser las características de un paisaje fácilmente reconocibles, y funcionan como identificadores de deformación. Por lo tanto, son características del modelado que pueden utilizarse para analizar la deformación; antes y después a la actividad tectónica en un lugar dado, ya que poseen características geométricas y lineales, edad conocida y un estado de preservación con respecto a la escala

de tiempo de los procesos tectónicos, que sirven de referencia y que sufren deformación como plegamiento o fracturación. De acuerdo con Burbank y Anderson (2001) estos indicadores geomorfológicos están asociados a la tectónica activa e indicadores sedimentarios que permiten elaborar esquemas de evolución morfotectónica (Delcaillau, 2004; Gutiérrez Elorza, 2008).

Los índices de actividad tectónica, pueden analizarse los rasgos cualitativos y cuantitativos del relieve, los que permiten inferir la actividad neotectónica, estos pueden ser cambios bruscos de pendiente, valores altos de densidad de cauces fluviales, la profundidad de disección, la energía del relieve, formas de terrazas fluviales, alienación de formas del relieve en la superficie. El termino lineamiento fue introducido por Hobbs (1911), y es una estructura geológica o rasgos físico-geográficos de carácter regional, con orientación definida en línea recta o curva de origen tectónico (Lugo, 2011). Por lo que la topografía es uno de los indicadores elementales, por ello se interpreta, ya que expresa el resultado directo de la actividad tectónica y los efectos de la erosión. Gutiérrez-Elorza (2008) clasifica a los marcadores geomorfológicos en: a) marcadores geomorfológicos planares (terrazas fluviales y marinas, abanicos aluviales, glacis de erosión y glacis cubiertos, playas, líneas de costa, lagos, deltas marinos y lacustres; y superficies de erosión); y en b) marcadores geomorfológicos lineales (cursos de los ríos, cordones glaciares, *levées* de los *debris flows*, escarpes, lineamientos de cimas por mencionar algunos).

1.5.1.4 Cartografía Geomorfológica

Gellert *in* Demek y Embleton (1978), menciona que el relieve de la superficie terrestre es complejo, que consiste en elevaciones y depresiones; es un geosistema compuesto por numerosos subsistemas. Por lo que, el quehacer de la cartografía geomorfológica se avoca a investigar la morfología, génesis y edad del relieve; para esto se deben considerar: la estructura en su carácter pasivo (litología) y activo (tectónica); los procesos dinámicos, endógenos y exógenos; el desarrollo y la edad del relieve; la distribución espacial de las formas y su asociación; y el significado practico para el hombre.

La cartografía geomorfológica es definida por Peña Monné *et al.* (1997), como un documento gráfico en el cual están representadas de forma sintética todas las formas del relieve de una región, tratándose de una interpretación subjetiva del paisaje

geomorfológico. El mapa debe incluir la representación de las formas del relieve, de modo individual o en unidades, la génesis de procesos, la evolución de las formas y el grado de equilibrio dinámico, de acuerdo a una escala adecuada siguiendo una metodología.

La clasificación de la cartografía geomorfológica se diferencia desde varios puntos de vista: la principal por ser *mapas geomorfológicos generales y parciales*; otra clasificación es de acuerdo a la *temática* abordada como la cartografía morfoestructural, morfométrica, morfográfica, morfogenética, morfocronológica y morfodinámica; también por la *escala*, de acuerdo a la clasificación establecida por la Comisión de Mapa Geomorfológico de la Unión Geográfica Internacional, que son de gran escala (1:10 000 a 1:100 000), de escala media (1:100 000 a 1:1 000 000), y de pequeña escala (1:1 000 000 a 1:30 000 000 y menores); otras manera es de acuerdo al *grado de elaboración y su finalidad* en mapas geomorfológicos preliminares y definitivos; de acuerdo al *grado de aplicación* en mapas geomorfológicos básicos, aplicados, especiales y derivados; y por último, se pueden clasificar en mapas geomorfológicos *analíticos, sintéticos y pragmáticos* (Peña Monné *et al.*, 1997).

Bashenina, *in* Demek y Embleton (1978), propone principios de clasificación geomorfológica en la cartografía en las temáticas de morfotectónica y morfoestructural:

1. Caracterizar los diferentes órdenes o niveles de acuerdo a las propiedades de los objetos a clasificar.
2. La clasificación debe reflejar cuantitativamente y cualitativamente los aspectos del objeto de estudio; aspectos cualitativos sirven para definir las bases de la clasificación del relieve, mientras que los aspectos cuantitativos, refiere a las dimensiones, rangos de movimientos tectónicos y neotectónicos, y rangos y volúmenes de denudación.
3. Las unidades clasificadas deben poseer características unificadas y distintivas, lo que aplicaría a una taxonomía jerarquizada.
4. La clasificación debe ser causa y efecto.
5. Con un carácter histórico y genético de su formación.
6. Cada nivel jerarquizado refleja regular relación entre lo general y por separado.

Por su parte, Lugo (1986), propone una metodología influida por la escuela soviética, para la clasificación y la manera de realizar mapas geomorfológicos. Menciona como primer paso contextualizar regionalmente la zona de interés, definir las grandes estructuras y la

arquitectura homogénea que le corresponden; posteriormente realizar un análisis morfológico, interpretación del mapa topográfico, lo que permite evidenciar los elementos del relieve, los tipos de procesos y el grado de evolución; definir la génesis del relieve, y clasificarlo de acuerdo a las categorías: endógeno, endógeno-modelado y exógeno. Por consiguiente definir la edad y evolución del relieve, con base en dataciones relativas con ayuda de información geológica y las secuencias evolutivas de las formas; por último, la dinámica del relieve actual, que intenta observar los cambios en la superficie, ya sean generados por factores endógenos o exógenos.

La cartografía morfoestructural y morfotectónica, principalmente se ha trabajado en pequeña y media escala, en la cual la estructura tiene gran importancia, se pretende resaltar la relación del relieve con las estructuras geológicas. Mapas realizados en la ex URSS, como el realizado por Valchanskaya (1981) que propone los lineamientos, los bloques, el signo de los movimientos, los procesos endógenos y su posición en el espacio y en el tiempo; o Kostenko (1972) en el cual correlaciona las formas geológicas con orográficas, exponiendo la relación de los pliegues activos afectados por procesos erosivos (Lugo, 1986; Peña Monné *et al.*, 1997).

1.5.2 Marco Geográfico

El área de estudio (figura 1.5) se localiza en las coordenadas 18°45', 17°59' N, y 98°20', 97°40' W, cubriendo una superficie aproximada de 8, 600 km². Se emplaza desde la región central del estado Puebla hasta la porción norte de la región de la Mixteca, al norte del estado de Oaxaca.

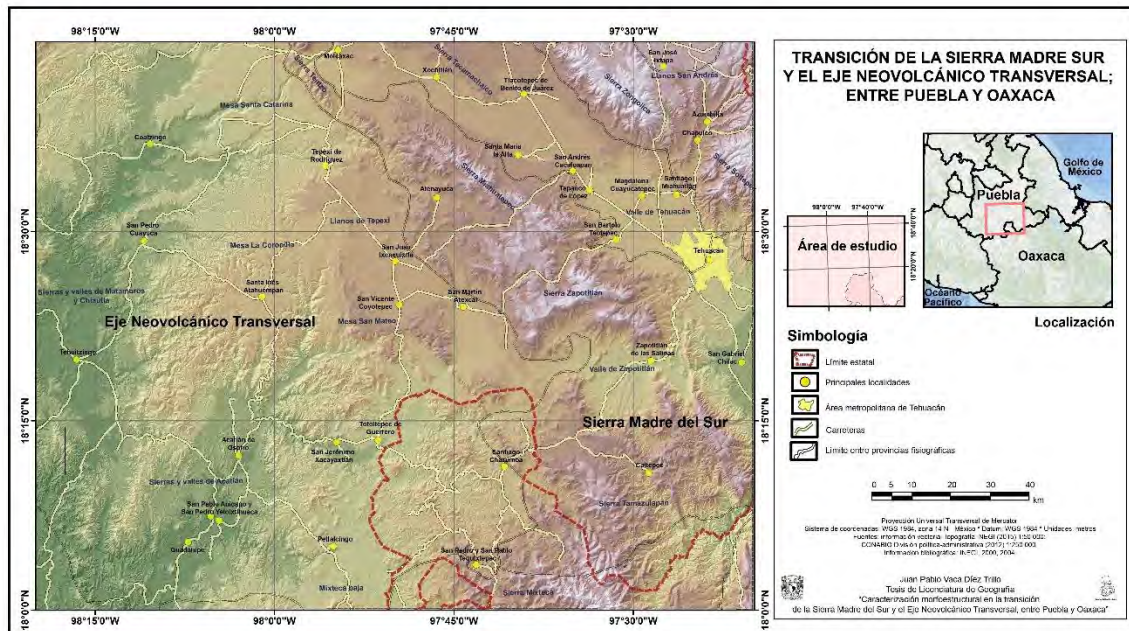


Figura 1.5 Localización del área de estudio, transición del Eje Neovolcánico y la Sierra Madre del Sur, entre Puebla y Oaxaca.

Las variables propias del medio físico, como el relieve y el clima, no solo determinan procesos biofísicos como la hidrología y la edafología: en suma imprimen una huella en el desarrollo de las comunidades vegetales, animales y humanas (CONABIO, 2011).

Abordando el contexto geográfico regional, hay que tomar en cuenta la actividad de las placas tectónicas, que han dado como resultado al relieve mexicano actual, creando grandes sistemas montañosos, valles intermontanos, cuencas lacustres y planicies costeras. Para clasificar el relieve mexicano en grandes unidades, se utilizaron criterios geomorfológicos, dando como resultado a las Provincias Fisiográficas (Lugo y Córdova, 1991).

De acuerdo con Quiñones (1987) *in* Rosete y Bocco (1999), define a las Provincias Fisiográficas como grandes conjuntos estructurales que integran un continente y forman unidades morfológicas superficiales de carácter distintivo, con origen y morfología propios. Para que una región sea considerada como una provincia debe tener un origen geológico unitario, morfología propia o distintiva, litología distintiva y tener una extensión y variación morfológica suficiente para ser divisible en subprovincias.

Las Provincias Fisiográficas que comprenden el área de estudio corresponden al Eje Neovolcánico Transversal o Transmexicano (ENT) y la Sierra Madre del Sur (SMS). A su vez, se subdividen en unidades menores, con base en criterios geomorfológicos homogéneos de menor escala; por lo que se diferencian de otras unidades menores de una misma provincia fisiográfica (Lugo y Córdova, 1991). De igual manera Quiñones (1987) *in* Rosete y Bocco (1999), menciona que las provincias pueden subdividirse en subprovincias fisiográficas, estas cuentan con las mismas características de las provincias, pero a diferencia que la geoformas que las integran presentan estructuras predominantes típicas que son asociadas a la provincias y características que no son lo suficientemente significativas en la clasificación de las provincias; las subprovincias del área de estudio (figura 1.6) correspondientes a cada provincia son:

- ***Eje Neovolcánico Transversal:*** Lagos y Volcanes de Anáhuac y Sierra del Sur de Puebla.
- ***Sierra Madre del Sur:*** Cordillera Costera del Sur, Mixteca Alta, Sierras Centrales de Oaxaca y Sierras Orientales de Oaxaca.

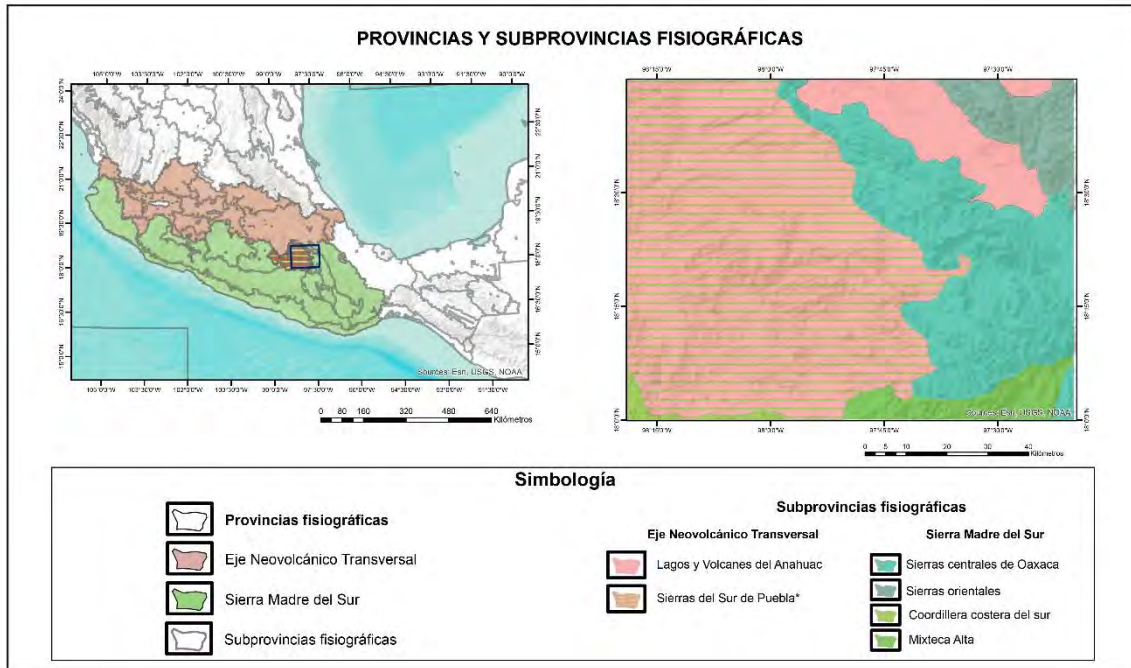


Figura 1.6 Provincias y subprovincias fisiográficas del área de estudio (Lugo y Córdova, 1991). La subprovincia de la sierra sur de Puebla es considerada como parte del ENT de acuerdo con Lugo y Córdova, *op.cit.*; por otro lado INEGI, 2000, la considera como parte de la SMS, al considerar que relación con las características geomorfológicas de esta provincia.

1.5.2.1 Eje Neovolcánico Transversal (ENT)

El ENT (figura 1.7), es una zona volcánica en la parte central de México, producto de la subducción de las placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana, mecanismo por el cual se originan los magmas andesíticos del mismo (Demant, 1978). Se localiza entre los paralelos 19° y 20° N; extendiéndose hacia el N y S, teniendo 900 km de longitud, y entre 10 y 300 km de ancho aproximadamente (INEGI, 2000). Se desarrolló durante el Cuaternario, en especial en el Pleistoceno Tardío - Holoceno, época en la cual la actividad endógena se manifiesta en grandes superficies con predominio sobre los procesos exógenos niveladores (Demant, 1978).

El ENT, como provincia, es un conjunto de planicies escalonadas, dispuestas desde las costas del Pacífico, en Nayarit y Jalisco hasta el Golfo de México, en Veracruz, atravesando los estados de Colima, Michoacán, Guerrero, Estado de México, Morelos, Puebla, Tlaxcala, Querétaro, Guanajuato, Hidalgo y el Distrito Federal; éstas están desmembradas por volcanes de todos los tipos; y colinda al W con el Océano Pacífico, al N con las provincias Llanura Costera del Pacífico, Sierra Madre Occidental, Mesa del Centro,

Sierra Madre Oriental y Llanura Costera del Golfo Norte; al s con la Sierra Madre del Sur y la Llanura Costera del Golfo Sur; y al E con el Golfo de México (Lugo y Córdova, 1991.; INEGI, 2000).

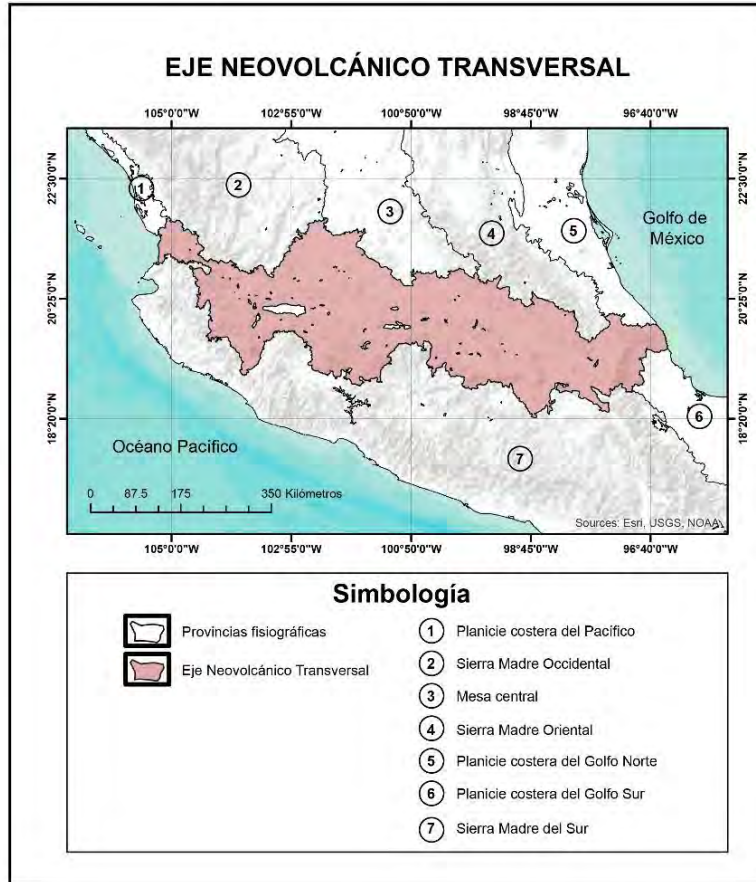


Figura 1.7 Mapa de la localización del ENT, Lugo y Córdova, 1991.; INEGI, 2000.

1.5.2.2 Sierra Madre del Sur (SMS)

Esta provincia (figura 1.8) es resultado de una compleja y prolongada historia geológica que data del Precámbrico hasta el presente, consecuencia de la conjugación de diferentes dominios tectónicos, acrecionados en diversas etapas a lo largo de la sutura subductiva interplacas Cocos - Norteamérica. Esta gran unidad orográfica se extiende por los estados de Jalisco y Colima al N (Bahía Banderas), hasta el S en el Istmo de Tehuantepec, Oaxaca, atravesando Michoacán, Estado de México, Guerrero, Puebla, Morelos y Veracruz (Lugo, 1990; Lugo y Córdova, 1991; Hernández *et al.*, 1994; INEGI, 2000).

Es paralela a la Trinchera Mesoamericana, expresión de la zona de contacto entre dos placas litosféricas. Limita al N con la provincia del Eje Neovolcánico, al E con las provincias Llanura Costera del Golfo Sur y la Cordillera Centroamericana, y al SW con el Océano Pacífico; formando una franja de aproximada de entre 1 000 km de longitud, con unos 50 y 250 km de ancho, y que se extiende bordeando la costa sur de la República Mexicana (Lugo y Córdova, 1991; INEGI, 2000; CONABIO, 2011).



Figura 1.8 Mapa de la localización de la SMS, Lugo–Hubp, 1990; Lugo y Córdova, 1991; Hernández *et al.*, 1994; INEGI, 2000.

La evolución geológica de ambas provincias ha sido compleja y se observa en el desarrollo de las morfoestructuras que la caracterizan, como ejemplo está el sistema montañoso plegado del tipo *horst*, la sierra de Zapotitlán con dirección NW-SE, las sierras Tamazulapan y Nochixtlán con la misma orientación, pertenecientes a la Sierra Mixteca (Ochoa, 2001) que son parte del sistema de fallas de Oaxaca (Nieto *et al.*, 2007). La SMS es un sistema montañoso complejo debido a la variedad de rocas y estructuras que la constituyen, entre ella: intrusivas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas; con temporalidades que van desde el Precámbricos al Neógeno (Lugo, 1990). Por otro lado, hacia el sector suroccidental del área de estudio está presente el desarrollo de mesetas escalonadas con dirección NE-SW disecadas por barrancos orientados en la misma

dirección, identificándose en el sector correspondiente de las sierras de Acatlán y Tepexi de Rodríguez. Este sector se caracteriza por ser una serie de planicies escalonadas, las cuales están desmembradas por barrancos relacionados a sistemas de fallas locales y regionales. Al N de este sector se caracteriza por los derrames lávicos de volcanes desarrollados durante el Terciario, contrario al relleno de materiales volcánicos en el Cuaternario que rellenaron la porción septentrional del Graben de Tehuacán (Lugo, 1990).

1.5.2.3 Síntesis Geográfica

Del mismo modo, el área de estudio, no solo se localiza en la transición de dos grandes provincias fisiográficas, también se emplaza en la zona de transición de las latitudes medias y tropicales, conocida como la zona Intertropical de Convergencia (ITC); recibiendo humedad de los océanos durante todo el año de manera diferencial y marcada por las estaciones, durante el verano se caracteriza por la llegada de los vientos alisios, y en invierno por la afluencia de los “nortes”. Estos aportes de humedad aumentan al ascender por las laderas de las barreras orográficas (ENT y la Sierra Madre Oriental), descargando gran parte en la vertientes del Golfo de México, propiciando climas que van de los cálidos húmedos a los secos semiáridos Carrasco (1996) (Ochoa, 2001; García Mendoza *et al.*, 2004). Por otro lado, la historia geológica en conjugación con el clima, ha dado lugar a diversos suelos, siendo los predominantes los de poco desarrollo y con poco contenido orgánico (Krasilnikov *et al.*, 2011; Ochoa, 2001.), y viéndose reflejados estos aspectos físicos, el espectro biológico, es producto de la convergencia de la región Neártica y Neotropical (Flores y Gerez, 1994).

Todos estos elementos del paisaje, son la base material para la explotación de los recursos y del desarrollo de los centros urbanos importantes a escala regional; tales como: Tehuacán y su zona metropolitana, Acatlán de Osorio, Coatzingo, Tepexi de Rodríguez y San Pedro Chazumba, siendo la mayoría perteneciente al estado de Puebla (INEGI, 2000; CONABIO, 2011).

El sector NE, se identifica por el Valle de Tehuacán con orientación general NW-SE, y que esta flanqueado al E por la Sierra Zongolica, y al W por la Sierra Zapotitlán y Sierra Tamazulapan (Sierra Mixteca), con la misma orientación; el valle de Tehuacán es conocido como el graben de Tehuacán – Oaxaca. Morfológicamente y estructuralmente se conforma por pilares tectónicos o *horst*, que son las sierras que flanquean al valle; y el graben, que

es el bloque de descenso, la planicie estructural (Ochoa, 2001). Al N limita con la transición y parte austral del ENT, que se superpone morfológicamente y geológicamente al basamento pre Cenozoico y contemporáneo a la orogenia Laramide de la SMS, siendo la Sierra de Tentzo el límite NW y el Valle y Sierra de Soltepec al NE, todos con la misma orientación general del Valle de Tehuacán. Al W de la Sierra Zongolica, está la Sierra de Juárez y los Llanos de Andrés, representando la transición antes mencionada en la parte más nororiental del área de estudio (Fuentes, 1972; Morán *et al.*, 2005; Santamaría, 2009).

Las variables climatológicas predominantes en este sector van del árido semicálido, semiárido – semicálido al S, en las porciones más bajas del valle que alcanzan los 900 m.s.n.m., hasta las templadas subhúmedas en las partes más altas, de los 1 900 a 2 900 m, de los sistemas de sierras que limitan al valle, con temperaturas medias anuales de 18°C, y precipitación mínima en el mes más seco de 40 mm; cabe mencionar que el valle de Tehuacán, así como el valle de Zapotitlán y la Mixteca, corresponden a la cuenca del Papaloapan (RH-28), captando el agua de los afluentes que alimentan a los ríos Salado, Zapotitlán, Tehuacán, Hondo, Caltepec y Atzizintla. Por lo que favorece, además por la morfología casi plana del valle a la agricultura de riego y temporal, y por tanto al emplazamiento de centros urbanos, siendo el más representativo la Zona Metropolitana de Tehuacán (INEGI, 2000.; Ochoa, 2001; INEGI 2004; INEGI, 2000; Mendoza *et al.*, 2004; CONABIO, 2011).

En las sierras la vegetación predominante corresponde a los matorrales xerófilos: crasicaules y rosetófilos, chaparrales y zonas de transición con la selva baja caducifolia, que se desarrollaron en litosoles, suelos característicos de zonas montañosas y por su poco desarrollo edáfico; mientras que en el valle principalmente se emplazan cambisoles, rendzinas y vertisoles, siendo los últimos los de mayor distribución. (Aguilera, 1989; INEGI, 2000, 2004; Ochoa, 2001; Rzedowski, 2006; IUSS, 2007; CONABIO, 2011).

Al S se localiza el Valle de Zapotitlán con características climáticas más áridas, limitado por la sierra homónima al N y al S por la región de la Mixteca, por la Sierra Tamazulapan. Este sector contrasta con el valle de Tehuacán al tener características climáticas más adversas para el emplazamiento de grandes centros urbanos, sin embargo, se localiza la cabecera municipal del municipio Zapotitlán de Salinas, como el centro poblacional más importante. Las actividades humanas que se reflejan de manera directa en la vegetación es el reemplazo de la selva baja caducifolia y matorrales xerófilos por pastizales para la ganadería caprina. Los suelos predominantes son los regosoles, litosoles y rendzinas; por lo que la población se dedica principalmente a la recolecta de ciertas

especies vegetales, ya que forma parte, junto a Tehuacán de la Reserva de Biosfera Tehuacán – Cuicatlán. Otra actividad importante es la extracción de materiales para construcción por las características geológicas, además de contar con un sitio importante de afloramientos de fósiles en la zona de San Juan Raya (Fuentes, 1972; Aguilera, 1989; INEGI, 2000, 2004; Ochoa, 2001; Rzedowski, 2006; IUSS, 2007; CONABIO, 2011).

Al sw, está la Mixteca y la Sierra Tamazulapan, área montañosa con altitudes que van de los 900 a 2 900 m.s.n.m., este sector se caracteriza también por formar parte de los pilares tectónicos o *horst* del graben de Tehuacán. Estas sierras cenozoicas fueron plegadas, deformadas y falladas en la orogenia Laramide, también aflora el Complejo Oaxaqueño exhumado principalmente por el sistema de fallas de Oaxaca y Caltepec; es una región caracterizada por sus profundos valles y cañadas, que del mismo modo que el Valle de Tehuacán forman parte de la cuenca del Papaloapan. Los climas van de árido semicálido al semiárido templado, con temperaturas medias anuales de 12° a 22°C, el suelo predominante es el litosol, por las características morfológicas que complican el desarrollo del suelo; sin embargo, a pesar de lo abrupto del relieve y el incipiente desarrollo edáfico, existe un amplia gama de especies vegetales, correspondientes a biomas de matorrales xerófilos a los bosques de tascate y encinos; la huella humana se ve reflejada por los pastizales inducidos, zonas de agricultura de temporal y la turbación de las selvas bajas que data al menos por 3 000 años. (Fuentes, 1972; Aguilera, 1989; INEGI, 2000, 2004; Ochoa, 2001; Rzedowski, 2006; IUSS, 2007; CONABIO, 2011).

En el sector de Acatlán, en el s – sw, se caracteriza por zonas montañosas bajas y valles, el último episodio de acortamiento es laramídico y se encuentran muy erosionados, exponiendo de este modo al basamento, el Complejo Acatlán, donde también afloran rocas Cenozoicas del Terciario y aluviones Cuaternarios. Los climas dominantes son el semiárido cálido que va de altitudes de 900 a 1 600 m.s.n.m. en la Sierra y Valle de Acatlán con lluvias en verano y temperaturas anuales de 22° a 18°C; y el semicálido subhúmedo de los 1 400 a 2 200 m, en la Mixteca Baja con temperaturas que van de los 18° a 22°C, con precipitación media en el mes más seco de 40 mm. Al E limita con la sierras Tamazulapan y Caltepec, al W con los valles de Matamoros y Chiauhtla y al N con los Llanos de Tepexi; este sector corresponde a la cuenca del Balsas (RH-18), siendo los ríos más importantes por su caudal, el río Mixteco, Acatlán y Petlalcingo, todos afluentes del Atoyac. Los suelos de mayor distribución son los regosoles, seguidos por litosoles y fluvisoles, siendo este último favorecido por la actividad erosiva y sedimentaria del río Mixteco y Acatlán. Por las características climáticas regionales, la selva baja caducifolia es la mayor distribución, y

que se amplía hacia el s y w, en la SMS, en los estados de Guerrero, Morelos y Oaxaca (Fuentes, 1972; Aguilera, 1989; INEGI, 2000, 2004; Ochoa, 2001; Rzedowski, 2006; IUSS, 2007; CONABIO, 2011); también las actividades primarias repercuten en el paisaje original, cambiando por pastizales inducidos para la producción de alimentos para el ganado y la agricultura de temporal que se llega a intercalarse con la selva baja (INEGI, 2011).

En las porciones N y w se localizan los Llanos de Tepexi, estructuralmente se caracterizan por ser mesas o monoclinales basculados y diseccionados por barrancos profundos; el conjunto de mesas y la zona de Tepexi afloran rocas de edad Terciaria, famosa por sus materiales para la construcción; y los valles de Matamoros y Chiautla, y el valle de Atlixco; limitan al s por la Mixteca Baja y las sierras y valles de Acatlán y al E con la Sierra de Zapotitlán. Este sector caracteriza por la erosión intensa que ejerce el río Atoyac y sus afluentes, que fluyen hacia el Balsas con dirección SW. Los regosoles son los suelos predominantes, seguido de los litosoles en los principales barrancos, mientras que en la zona de Ixcaquixtla los vertisoles son favorecidos por el relieve relativamente plano, por otro lado al N los cambisoles son los dominantes en el valle de Atlixco. La conjugación del relieve y otras variables, los climas de este sector son el semicálido subhúmedo y semiárido cálido, por lo que la respuesta vegetal es mayoritariamente de selva baja caducifolia, con chaparrales y bosque de encino, altamente perturbados por pastizales y agricultura (Fuentes, 1972; Aguilera, 1989; INEGI, 2000, 2004; Ochoa, 2001; Rzedowski, 2006; IUSS, 2007; CONABIO, 2011).

Nota: Los mapas temáticos del área de estudio se encuentran en la sección correspondiente de Anexos (A1).

CAPITULO II MARCO GEOLÓGICO

2.1 Marco Geológico – Tectónico Regional

El contexto geotectónico de México se desarrolla en el encuentro de 4 placas oceánicas (Pacífica, Rivera, Cocos y Caribe) que tienen movimiento respecto a una continental (Norteamérica), dando como resultado la formación de una fosa o trinchera, denominada como la Trinchera Mesoamericana localizada en el Pacífico, de carácter “activo”, y la cual tiene un papel tectónico significativo en el área de estudio. La evidencia de la subsidencia de la placa, se ve reflejada en varias regiones del país, ya sea por la actividad volcánica o sísmica, sobre todo al sur del territorio (figura 2.1); otro tipo de evidencias, es el régimen de erosión a lo largo de las costas de México registrados desde el Oligoceno (33.9 Ma), como también las orogenias a fines del Cretácico o inicios del Paleógeno (66 Ma), y que, continuaron en el Neógeno-Cuaternario (23 Ma), siendo así parte de la evidencia del levantamiento y deformación cortical. Estos procesos endógenos en conjunto son resultado de la subducción de la Placa de Cocos y Rivera, influyendo de este modo en los movimientos corticales en la Sierra Madre del Sur (SMS), y que, a su vez se refleja en el Sistema Neovolcánico o Eje Neovolcánico Transversal (ENT) (Lugo, 1990; Keppie y Morán, 2008; IUGS, 2015).

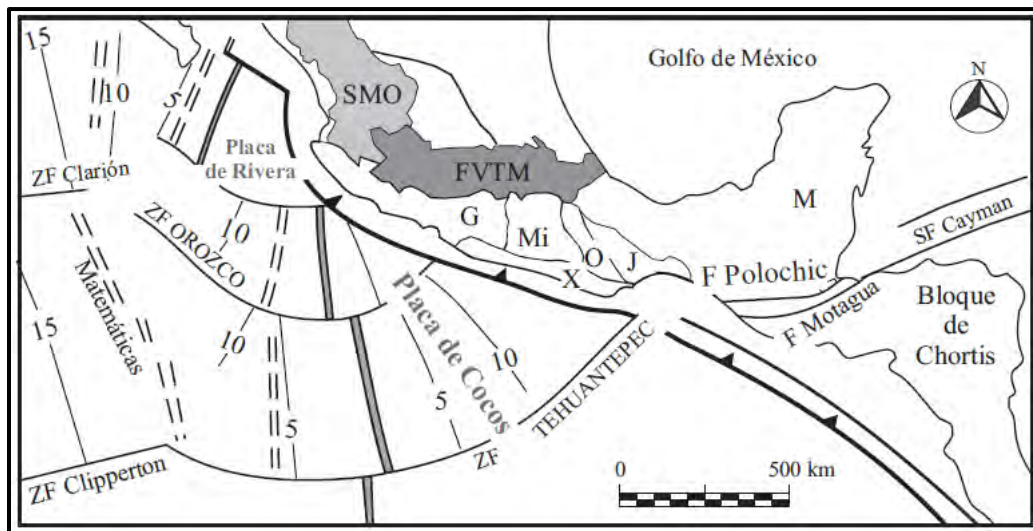


Figura 2.1 Contexto geotectónico en el s de México, subducción de las placas Cocos y Rivera con respecto a Norteamérica. Abreviaciones: ZF zona de fractura, SMO Sierra Madre Occidental, FVTM Faja Volcánica Transmexicana, G terreno Guerrero, Mi terreno Mixteca, O terreno Oaxaca, J terreno Juárez, X terreno Xolapa, M terreno Maya, de acuerdo con Campa y Coney, 1983 (Morán *et al.*, 2005).

El resultado de la actividad tectónica se ve reflejada en el relieve heterogéneo del país, y que, fue clasificado en provincias morfotectónicas (figura 2.2), también conocidas como provincias fisiográficas; las cuales fueron descritas por de Cserna (1989) y Lugo (1990) *in* Sedlock *et al* 1993. Por otro lado, Ramírez Herrera y Urrutia (1999), proponen una segmentación morfotectónica del Pacífico en el sur de México (figura 2.3), con base en las características morfológicas de la costa, regiones sismotectónicas y características batimétricas regionales (zonas de fracturas y crestas), espesor de la corteza continental y distancia de la costa con la trinchera Mesoamericana.

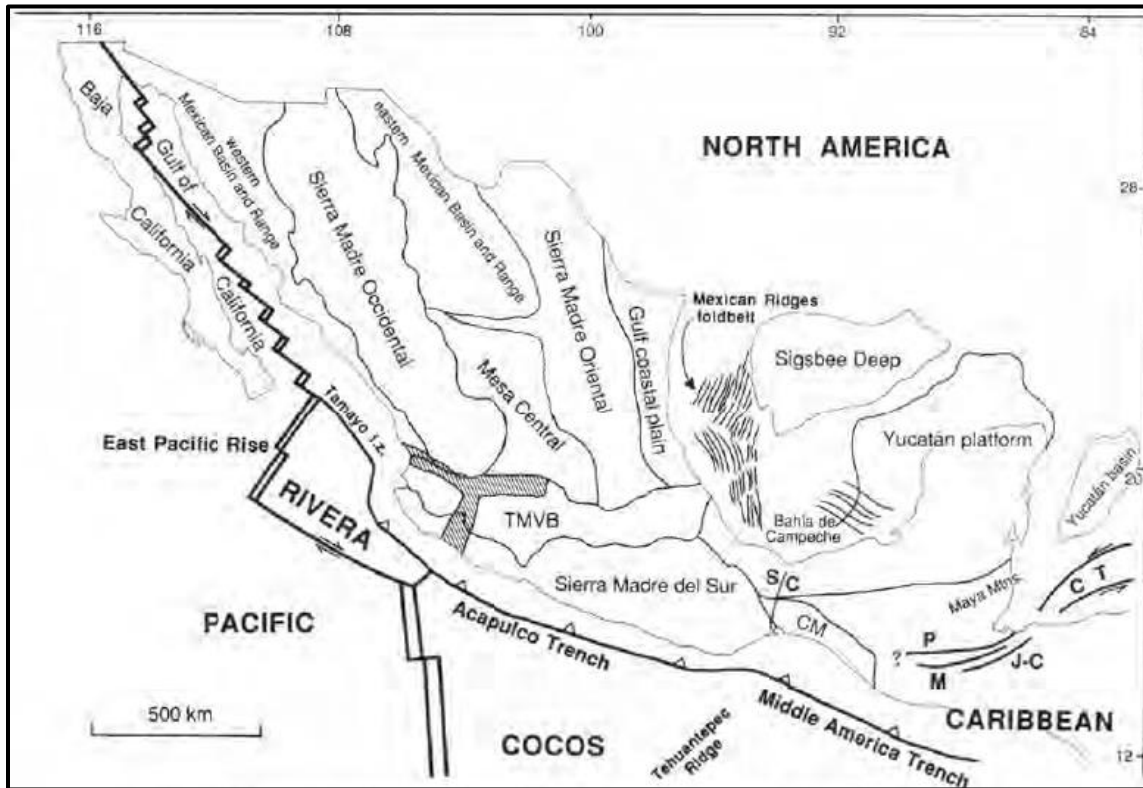


Figura 2.2 Mapa de las provincias fisiográficas de Cserna (1989) y Lugo (1990) *in* Sedlock *et al.* 1993. Las líneas negras representan los límites de las provincias morfotectónicas o fisiográficas, mientras que las líneas negras más oscuras son los límites (estructuras) de las placas tectónicas. Así mismo, las líneas en el Golfo de México representan los cinturones plegados; y al sur representan el sistema de Fallas Polochic - Motagua (P - M), las Fallas Jocotlán - Camaleón (J - M) y la Trinchera Caimán (C T). CM: Macizo Chiapaneco, TMVB: Transmexican Volcanic Belt (ENT) (Sedlock *et al.*, 1993).

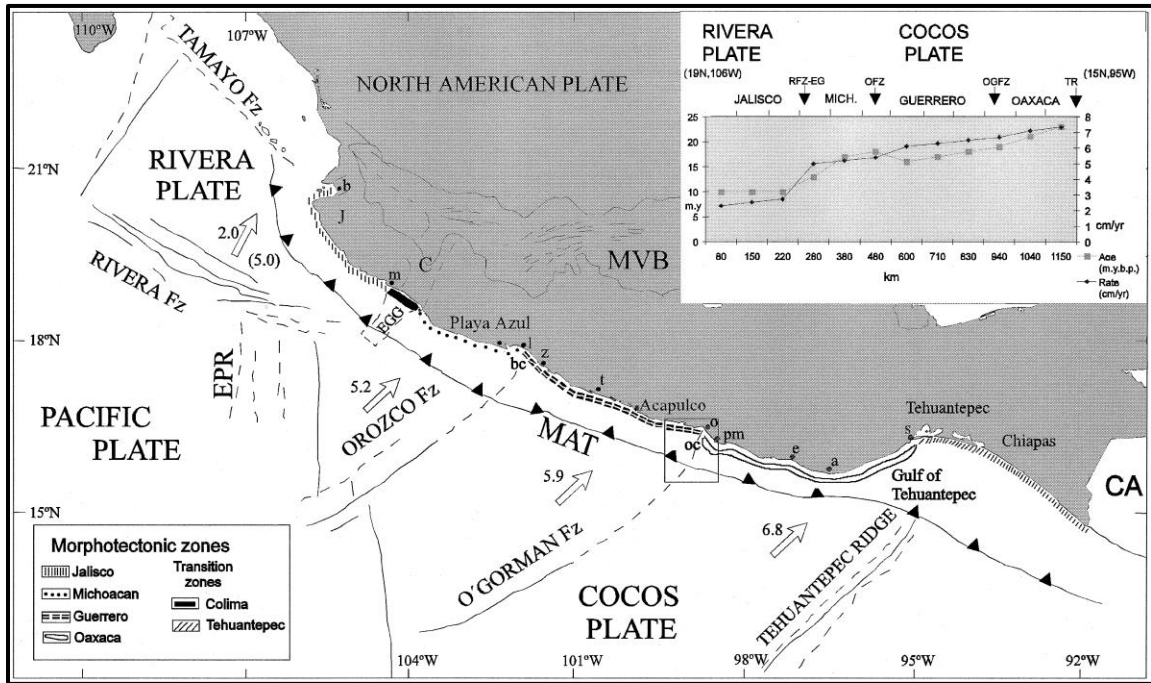


Figura 2.3 Mapa de zonas morfotectónicas: Jalisco, Michoacán, Guerrero y Oaxaca; propuesto por Ramírez Herrera y Urrutia (1999).

La transición del ENT y la SMS es afectada principalmente por la interacción de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana; la de Cocos se subduce por debajo de Norteamérica, formando la trinchera de Acapulco o trinchera Mesoamericana de 4 400 m por 2 333 km de extensión, desde Manzanillo hasta Zihuatanejo; el movimiento relativo de Cocos con respecto a Norteamérica es de dirección N-NE, con un ligero movimiento en dirección de las manecillas del reloj, con rangos de 55 mm por año cerca de Colima, 60 cerca de Acapulco y 75 en la frontera de Chiapas y Guatemala; esta actividad sugiere que el ENT se desplaza al SE, paralelo a la trinchera, a lo largo de una falla lateral izquierda con velocidades de 5 mm por año, sumando estudios neotectónicos reconocen el levantamiento de las costas de Michoacán y Guerrero con rangos 14 mm por año como parte de la evidencia de la respuesta tectónica entre estas placas (Sedlock *et al.*, 1993; Ramírez Herrera y Urrutia, 1999).

El mecanismo de subducción de Cocos es de carácter poco profundo casi horizontal o *flat slab*, por lo que no hay fuerte deformación de la corteza; la zona *Wadati - Benioff* en el s de México al E de los 94°W tiene inclinaciones de 15° a 20° alrededor de 60 km, y 60° en las máximas profundidades de 200 a 240 km, mientras que al E de los 96°W, la inclinación va desde los 10° a 20° en máximas profundidades de 100 km, y en Tehuantepec, en los 95°W, es intersectado por la trinchera del mismo nombre y provoca un movimiento

diferencial entre las placas. Esto indica que Cocos está fuertemente acoplada a Norteamérica, en comparación con la del Caribe, y que, también indica el trasarco extensional de Centroamérica y el trasarco contraccional del s de México (Sedlock *et al*, 1993). Tomografías sísmicas indican que el límite inferior de la placa en subducción, se localiza cerca del límite N del ENT, y usando la información de los rangos de subducción, la edad de la placa de acuerdo con la trinchera, y duración que ha tenido el acoplamiento, Severinghaus y Atwater (1990) *in* Keppie y Morán (2008), indican que el límite inferior ha subducido por debajo del ENT al menos desde hace 30 Ma, durante el Mioceno Medio a Tardío, lo que puede explicar la naturaleza de los materiales de las erupciones volcánicas calcalcalinas derivadas del manto que subduce en cuña, y akaditas producidas por el derretimiento de la subducción en *slab* o acoplada, y con basaltos del *sub-slab* (sub/casi acoplada) de la corteza oceánica enriquecida con material del manto.

La presencia del ENT es explicado por la existencia de este mecanismo de subducción, y el cual es atípico en arcos volcánicos continentales, la orientación oblicua con respecto a la Trinchera Mesoamericana es también distinta de acuerdo con las características regionales *circum*-Pacíficas, y respuesta de la cinemática de la interacción de las Placas Norteamericana, Cocos y Rivera. Datos geocronológicos indican que este proceso inició hace 16 Ma y que perdura hasta el presente, con volcanismo máfico a intermedio con orientación E-W. Estructuralmente y geocronológicamente son características representativas de los arcos magmáticos del Terciario relacionados a las SMS, y que, sugiere un escenario tectónico diferente del Mioceno Medio (Morán *et al.*, 1999).

2.2 Terrenos Tectonoestratigráficos

De acuerdo con la teoría de la Tectónica de Placas como modelo de fragmentos mayores (del orden de 10^6 km^2) de la corteza terrestre que se deslizan sobre la astenosfera (Hugget, 2011), y que en los cuales en su interior se provoca el fracturamiento por colisión, distensión, movilización o acreción. A estas fragmentaciones menores se les denominaron como Terrenos o Terrenos Tectonoestratigráficos; un concepto nuevo para la geología en la década de 1970, propuesto por primera vez por Jones *et al.* (1972, 1977) in Longoria (1993). Un terreno se caracteriza por su paquete estratigráfico, que imprime una historia geológica particular y a un dominio paleogeográfico específico, ambos caracteres hacen contrastar a cada paquete con los adyacentes o cercanos, además que cada uno cuenta con un estilo e historia tectónica propia. Los límites entre los terrenos fundamentalmente son discontinuidades en la estratigrafía que no pueden ser fácilmente explicados por cambios o inconformidades, se diferencian por secuencias de rocas de diferentes edad, y además, por su compleja historia estructural, y que, gran parte de estos límites se formaron por suturas (fallas), que fueron reactivadas por la colisión, *post*-colisión y movimientos laterales entre las masas continentales (Coney *et al.*, 1980; Campa y Coney, 1983; Longoria, 1993); del mismo modo Howell *et al.* (1985), define como terreno como un paquete de rocas de extensión regional limitado por fallas, y que, están caracterizados por una historia geológica que difiere con respecto a los terrenos vecinos (Sedlock *et al.*, 1993).

Por su origen se clasifican en: a) terrenos alóctonos o exóticos, son los que proceden de un diferente continente, que desplazan de uno a otro; se diferencian por la distancia recorrida, siendo el primero de menor con respecto al segundo, ya que no se tiene certeza por los miles de kilómetros de su recorrido; b) terrenos sospechosos, estos pueden ser exóticos, pero su exotismo no es confirmable, esto puede ser por yuxtaposición paleogeográficas provenientes de distintas paleolatitudes; c) terrenos nativos, son los que se localizan al margen del continente o bien tienen relación genética con la placa (Coney *et al.*, 1980; Ben-Avraham y Nur, 1982; Longoria, 1993; Hugget, 2011).

En México, el análisis de los terrenos se ha desarrollado en dos vertientes paralelas: 1) el trabajo de Campa y Coney (1983, 1987) y Sliberling *et al.* (1992); y por otra parte 2) Sedlock *et al.* (1993) y Ortega *et al.* (1994). La diferencia entre ellos (figura 2.4) es la forma en que nombraron a los terrenos y la cantidad de ellos en el territorio mexicano; aunque los límites entre los terrenos es similar; los cambios más evidentes que realizaron Sedlock y Ortega (1993) (B) con respecto a la propuesta de Campa y Coney (1983) (A) es el origen de

algunos terrenos en Gondwana, entre ellos el terreno Mixteco y Zapoteco, y que además, proponen la historia de la evolución tectónica de México. Por último, la propuesta de Dickinson y Lawton (2001) (figura 2.5), reconcilia ambos esquemas y propone clasificarlas por bloque de la corteza, realizando un conjunto derivado de Laurencia, Gondwana, y uno intra-Pacífico (Dickinson y Lawton, 2001).

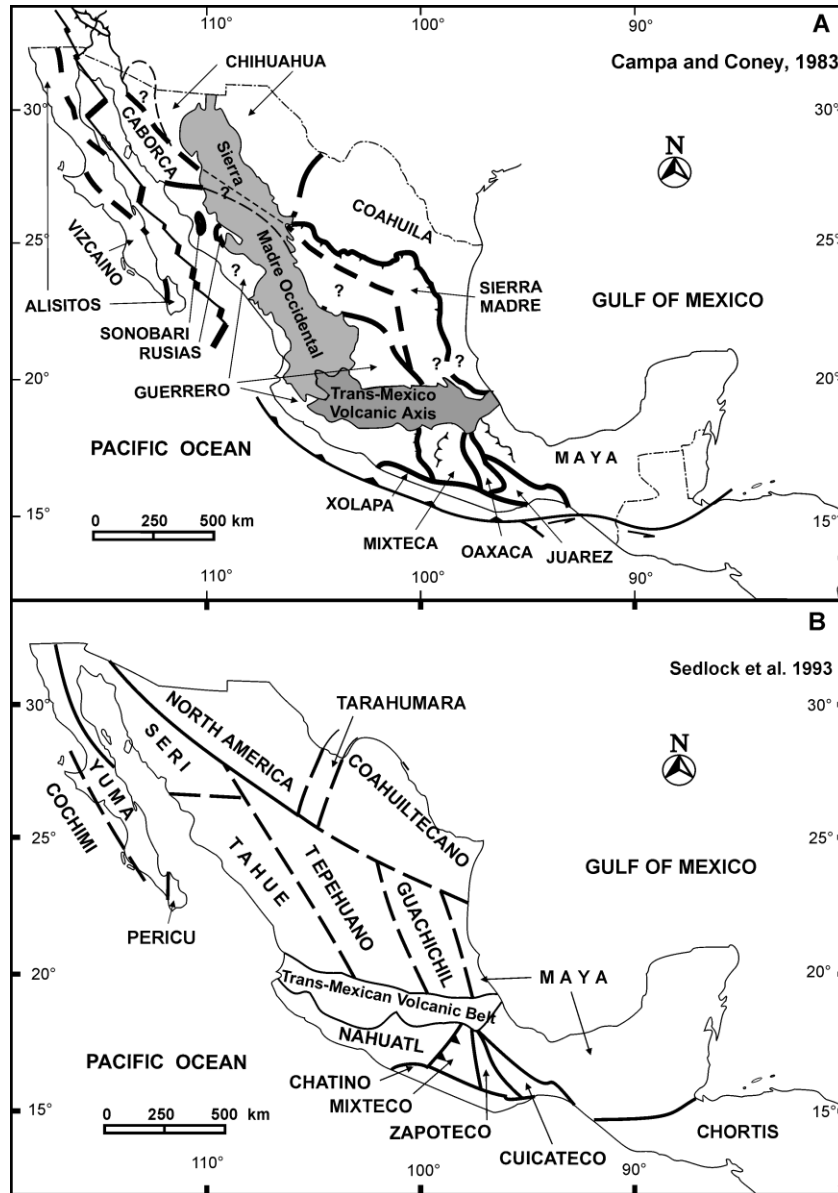


Figura 2.4 Propuesta de Terrenos Tectonoestratigráficos de Campa y Coney, 1983 (A), y la de Sedlock *et al.*, 1993 (B) (Keppie *et al.*, 2008).

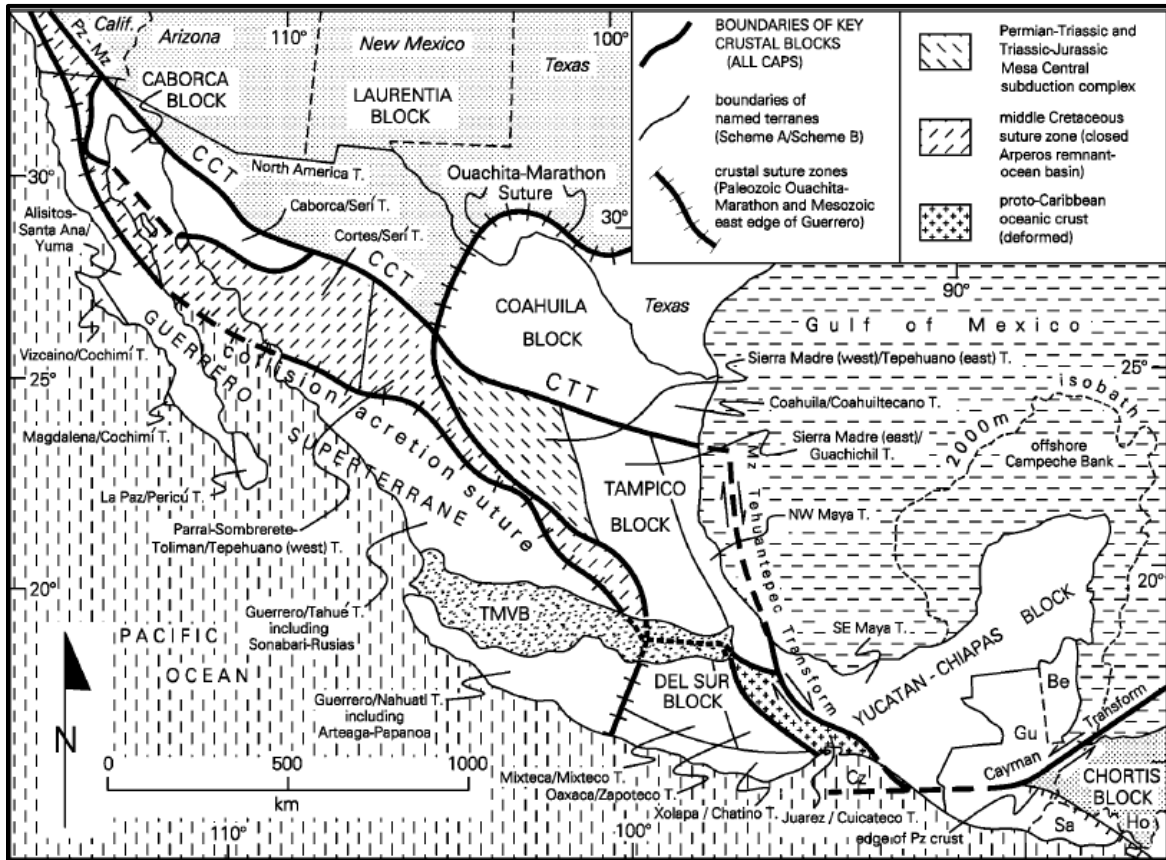


Figura 2.5 Propuesta de Dickinson y Lawton (2001), el Bloque Sur se conforma por los Terrenos Mixteco y Zapoteco. Las líneas gruesas indican el límite entre los diferentes bloques de la corteza, la línea delgada indica los límites entre terrenos, y la línea rayada indica las grandes zonas de sutura cortical (Dickinson y Lawton, 2001).

En el límite de los estados de Puebla y Oaxaca, se emplazan los terrenos Mixteco, Zapoteco y Cuicateco (figura 2.6), es un área de sutura entre los tres terrenos; la falla Oaxaca es el límite entre el terreno Zapoteco y Cuicateco, y la falla Caltepec o también conocida como falla Tamazulapan es el límite entre los terrenos Zapoteco y Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993; Dávalos, 2006;).

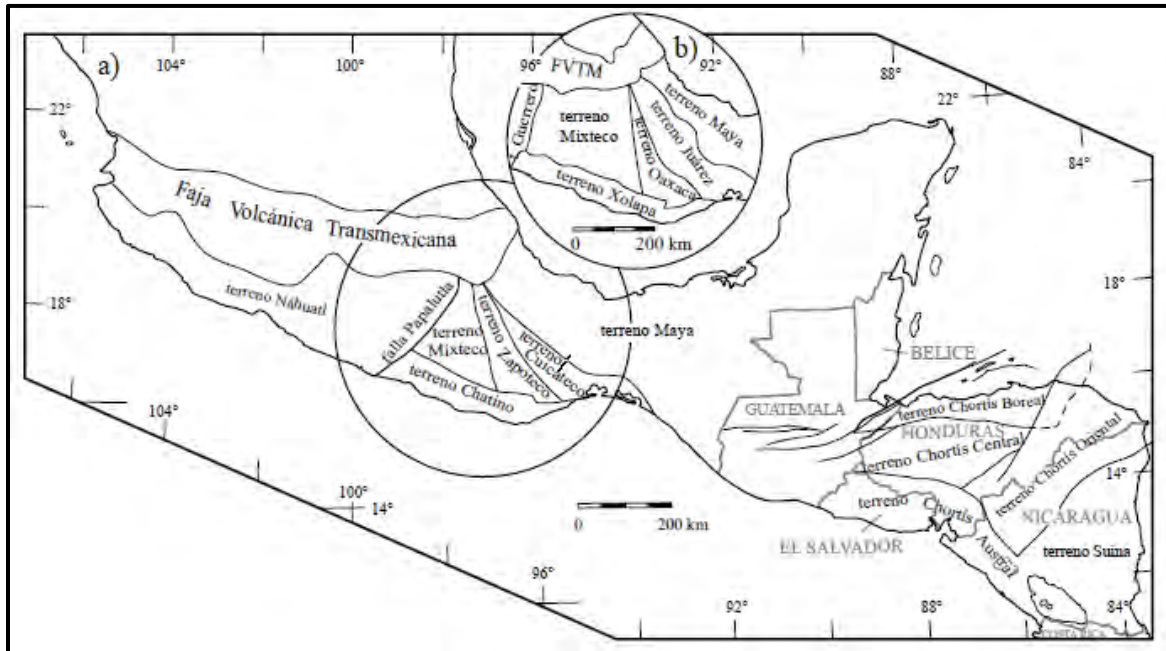


Figura 2.6 a) Terrenos del s de México; b) Terrenos Mixteco, Zapoteco y Cuicateco de acuerdo con Sedlock *et al.*, 1993 (Silva, 2010).

2.2.1 Terreno Zapoteco

El terreno Zapoteco (TZ) (Sedlock *et al.*, 1993) o Oaxaca (TO) de acuerdo con Campa y Coney (1983), es un fragmento de corteza continental Proterozoica; consiste en un basamento de rocas cristalinas de edad Grenvilliana que se le sobreponen sedimentos Paleozoicos no deformados. De acuerdo con análisis geocronológicos, petrológicos, información paleomagnética y reconstrucciones geométricas de los límites de los diversos terrenos en México, el origen del TZ tiene como punto de partida un fragmento marginal a Gondwana, denominado *Oaxaquia* (Sedlock *et al.*, 1993; Keppie *et al.*, 2008).

La unidad litoestratigráfica más antigua del TZ corresponde al Complejo Oaxaca (CO), que es un conjunto de rocas metamorizadas en diversos grados; estas rocas se formaron en el metamorfismo miogeosinclinal Grenvilliano, o durante los depósitos originados por el *rifting* continental y el desarrollo de intrusivos. De acuerdo con Morán *et al.* (1986), se formaron en condiciones de temperaturas de $710^{\circ} \pm 50^{\circ} \text{C}$, y presiones aproximadas a 7 kbar; por lo que el metamorfismo ocurrió probablemente entre 1 100 a 1 000 Ma; en ausencia de información radiométrica se especula que tiene edades del Arqueano al Proterozoico Medio (Sedlock *et al.*, 1993).

Sobre el CO se depositaron discordantemente paquetes de rocas sedimentarias, entre ellas la Formación Tiñu del Tremodociense Temprano en el Ordovícico (485.4 Ma); también depósitos Paleozoicos del Carbonífero (358.9 Ma) de la Formaciones Santiago e Ixcaltepec; y rocas de origen continental de la Formación Matzitzi de edad Penssylvánica (323.2 Ma), que es la unidad estratigráfica más antigua sin metamorfismo en el área de estudio, y que se emplaza entre la sutura de los terrenos Zapoteco y Mixteco. En la cercanías de Caltepec, Puebla, en las proximidades del contacto de los TZ y terreno Mixteco (TM) instrusionó un granitoide cataclástico que se correlaciona con el Granitoide Esperanza (Devónico 419.2 – 358.9 Ma), el cual, milonitizó fuertemente ambos terrenos. Gran parte del TZ está cubierto por rocas Mesozoicas y Cenozoicas, estas rocas incluyen depósitos de aguas superficiales y clásticas, del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano (163.5 – 145 Ma); carbonatos del Cretácico Medio (120 Ma); conglomerados y areniscas del Campaniano – Maastrichtiano (83.6 – 66 Ma.); lechos rojos y rocas volcánicas del Paleógeno (66 Ma); andesitas del Terciario Medio; y rocas volcánicas calcialcalinas del Neógeno (40 – 23 Ma); los materiales no marinos y rocas volcánicas del Neógeno (23 Ma) fueron depositados en una alargado graben con dirección NW-SE , formado hace 19 a 12 Ma a lo largo de la Falla de Oaxaca al W del margen del TZ (Sedlock *et al.*, *op.cit.*; IUGS, 2015).

2.2.2 Terreno Mixteco

El basamento del terreno Mixteco (TM) (Sedlock *et al.*, 1993), o también nombrado como Mixteca (Campa y Coney, 1983) guarda en sus registros evidencia de la subducción ocurrida durante el Paleozoico Temprano (541 Ma); y posteriormente obducción en la colisión de rocas oceánicas del TM con corteza continental del TZ. Durante el Paleozoico Medio a Tardío se deformó (485.4 – 358.9 Ma), metamorfizó y se depositaron estratos marinos de origen sinorogénico y postorogénico, que posteriormente fueron cubiertos por estratos epicontinentales Mesozoicos (145 Ma) y por rocas volcánicas que indican la cercanía con un arco magmático, y que, por tanto representaba depósitos provenientes de una trinchera de ante arco, o bien, el levantamiento de un prisma de acreción que bordeaba a Laurencia (Mesoamérica) (Sedlock *et al.*, 1993; Keppie *et al.*, 2008).

La unidad más antigua es el Complejo Acatlán (CA), el cual se divide estructuralmente en el Subgrupo Petlalcingo, sobreyaciéndole el Subgrupo Acateco, y la Formación Tecomate, con superposiciones entre los contactos de ambas unidades.

Protolitos del subgrupo Petlalcingo indican que su origen está ligado al CO, ya que se formó durante la Orogenia Grenville. Mientras tanto, el Subgrupo Acateco se conforma por la Formación Xacayatlán y los Granitoides Esperanza; los que han sido correlacionados como intrusivos que afloran también en el CO. La Formación Tecomate consiste en rocas metaclásticas arcósicas, metapelitas calcáreas y calizas, que contienen clastos del Granitoide Esperanza. El metamorfismo y deformación se debió al superposición de la placa superior sobre la inferior, a manera de cabalgadura en el Paleozoico Temprano, formando una zona de subducción causando altas temperaturas que provocaron metamorfismo, con presiones de 8-12 kbar y temperaturas de 500° a 550°C, el plegamiento isoclinal causo acortamiento con dirección NW-SE; durante el Devónico Temprano a Medio (419.2 – 382.7 Ma). Posteriormente los Granitoides Esperanza intrusieron, provocando fuerte deformación que ocasionó metamorfismo y acortamiento en dirección E-W, y finalmente durante la colisión de Gondwana con Norteamérica, el Tronco Totoltepec intrusiona la Formación Tecomate, provocando deformación y metamorfismo (5-6 kbar y temperaturas 700° a 750°C) con retrogresión de facies de esquisto verde, durante el Carbonífero Temprano (358.9 Ma) (Sedlock *et al.*, 1993).

Sobreyaciendo inconformemente sobre el CA se encuentran estratos marinos de la Formación Patlanoaya del Mississippico Temprano (358.9 – 346.7 Ma); rocas sedimentarias continentales, que también sobreyacen al CO, de la Formación Matzitzí de edad Pensylvánica (323.2 Ma); y en el borde oriental, también de edad Paleozoica, las rocas clásticas de origen marino, pelágico, rocas volcánicas máficas y granitoides del TM se encuentran metamorfoseadas y deformadas, y que se encuentran también en los TZ y Terreno Chatino (TCh), producto de un posible antearco y de un arco de ensamble del Tronco Totoltepec (Sedlock *et al.*, 1993).

La cubierta Mesozoica se caracteriza por la Migmatita Magdalena y los diques San Miguel que intrusieron durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio (237 – 163 Ma). El Jurásico se caracteriza por depósitos del Torciano; materiales fragmentados del Triásico e ignimbritas del Aaleniano al Bajociano (174.1 – 168.3 Ma); depósitos clásticos y no clásticos marinos, del Bajociano al Calloviano (170.3 – 163.5 Ma); estos registros fósiles indican la cercanía que guardaba el TM entre la margen del Pacífico, al W de Norteamérica y Sudamérica. También se depositaron carbonatos y esquistos del Calloviano al Oxfordiano (166.1 – 157.3 Ma); rocas clásticas marinas del Kimmeridgiano al Tithoniano (157.3 – 145 Ma); carbonatos y clastos marinos que contienen registros fósiles de reptiles con afinidades con *Thethys* del Neocomiano; lechos rojos del Neocomiano al Aptiano (140 – 113 Ma); y

carbonatos de cuenca contemporáneos a la plataforma Morelos del Albiano al Maastrichtiano (113 – 100.5 Ma) (Sedlock *et al.*, *op.cit.*).

Durante la orogenia Laramide, en el Cretácico Tardío al Eoceno (100 – 40 Ma), se plegaron en dirección N-S rocas Cretácicas y las de mayor antigüedad, provocando serpentización y deformación plástica, como el emplazamiento de diapiros en la parte superior del Complejo Acatlán. Sobreyaciendo inconformemente a las rocas Cretácicas, se depositaron rocas Cenozoicas entre ellas, conglomerados, areniscas, esquistos derivados del CO, rocas volcánicas y tobas del Paleógeno; ignimbritas, rocas volcanoclásticas, andesitas del Oligoceno (33.9 Ma); y depósitos lagunares del Mioceno- Plioceno (23 – 2.58 Ma) (Sedlock *et al.*, *op.cit.*).

2.2.3 Terreno Cuicateco

El terreno Cuicateco (TC) o Juárez (TJ) de acuerdo con Campa y Coney (1983), es un prisma basculado al W, delimitado por fallas, deformado fuertemente durante el Jurásico y Cretácico, y por un arco de rocas que están estructuralmente sobreyaciendo en el terreno Maya (TMA) y subyaciendo en el TZ. Con base en los protolitos de las rocas volcánicas y sedimentarias, se infiere que se depositó en la apertura de la cuenca en el Jurásico Temprano al Cretácico (201.3 – 66 Ma), y que posteriormente se deformaron y metamorfosearon a facies de esquistos verdes en el Cretácico al Paleógeno (145 – 23 Ma) durante el cierre de la cuenca en la convergencia de los TZ y TMA (Sedlock *et al.*, 1993).

Estructuralmente el TC se divide en tres unidades: la inferior consta de diorita, lentes de gabro y serpentina, metatoba y grauvaca en la parte S del terreno, que es interpretada como una interrupción de ofiolitas y la cubierta sedimentaria esta fallada en el TMA. La unidad intermedia, que es la más voluminosa, se encuentra fuertemente deformada pero pobremente metamorfoseada, se conforma por tobas, pizarra negra, y calizas con fósiles del Berriasiano al Valanginiano (145 – 132.9 Ma), también se depositaron conglomerados derivados probablemente de los CO y CA; los protolitos de esta unidad se han interpretado como la acumulación ocurrida en la cuenca del Jurásico al Cretácico Temprano (145 – 100 Ma), denominada Cuenca Cuicateca. La unidad superior se conforma de rocas máficas miloníticas a ortogneises silíceos que afloran al W del límite del TC, en la sutura con el TZ en el Cretácico Tardío, se ha interpretado como intrusiones del Jurásico Medio, metamorfismo y enfriamiento en el Cretácico Temprano (174.1 – 100 Ma); los protolitos plutónicos indican

su formación en un arco continental que contenían rocas miloníticas derivadas de anortositas del TZ (Sedlock *et al.*, 1993).

La estratigrafía original del TC no ha podido ser reconstruida por completo, debido a la orogenia Laramide, que desarrollo milonitización local y metamorfismo de facies de esquisto verde; los protolitos provenientes de rocas volcánicas con xenolitos de gneises del CO y depósitos sedimentarios de diferente característica, en los cuales destacan los del tipo *flysch*, que van del Cretácico Temprano al Paleógeno (145 – 23 Ma), durante el acortamiento Laramide; por lo que la presencia al W de las rocas metavolcánicas sugieren la cercanía al TC y que interfirieron en su fuerte deformación, generando metagranitos milonitizados (Sedlock *et al.*, *op.cit.*).

El cierre de la cuenca Cuicateca comienza al final del Cretácico Temprano, correlativa a la estratificación del Albiano (113 Ma) con respecto al TZ y TMA; sin embargo, el metamorfismo es de bajo grado que ocurrió durante Turoriano (93.9 Ma), pero el empuje ejercido en la sutura Juárez no ceso hasta el Paleógeno. Las rocas Cenozoicas del TC incluyen lechos rojos y diques máficos del Oligoceno al Mioceno (33.9 – 5.3 Ma) y basaltos del Mioceno al presente (Sedlock *et al.*, *op.cit.*).

2.2.4 Límites de los terrenos Zapoteco, Mixteco y Cuicateco

El límite occidental del TM puede ser explicado por tres posibilidades, ya que el límite entre los TM y terreno Náhuatl (TN) aún no está bien definidos; en la primer posibilidad se define por la presencia de rocas carbonatadas del Cretácico, que se encuentran cortadas por la falla Papalutla, sin embargo, este límite es aún controversial, ya que el basamento de estos carbonatos es desconocido, por una parte estos están soportados por el CA, por lo que forman parte del TM; sin embargo, el límite se localiza al W de las rocas carbonatadas y además la falla no se encuentra expuesta en esa área. Una segunda posibilidad es que estas rocas carbonatadas están definidas por cambios de facies entre rocas marinas siliclásticas del Cretácico y rocas volcanoclásticas del TN; por ello, se encuentran en parte en ambos terrenos, siendo entonces la falla Papalutla el límite estructural entre los terrenos. Una tercera posibilidad es que la rocas carbonatadas sobreyacen y cubren totalmente el límite entre ambos terrenos. Por lo que todas las opciones no pueden ser determinadas por falta de contundencia de las posibilidades (Sedlock *et al.*, 1993).

Por otra parte, el TM se encuentra con el TZ, su límite es caracterizado por la yuxtaposición de los basamentos metamórficos (CA y CO respectivamente) de manera subvertical con basculamiento al N, por medio de la falla Caltepec, y que, se le sobrepone la Formación Matzitzi. Los basamentos de ambos terrenos se suturaron durante el Devónico Medio, por medio de intrusiones sintectónicas de los Granitoides Esperanza del Devónico Temprano, y que, provocaron deformación y metamorfismo por las grandes temperaturas del CA (419.2 – 382.7 Ma) (Sedlock *et al.*, *op.cit.*).

Al E del TZ, se distingue el límite con el TC, por medio del encuentro de rocas Mesozoicas del TC con las rocas Precámbricas y Paleozoicas de los TMA y TZ, a lo largo de su margen W, se encuentra la sutura Juárez, de carácter superficial y basculada superficialmente al S, conteniendo rocas milonitizadas derivadas del TZ y granitoides del TC. Durante el Cenozoico, este límite fue modificado por el desplazamiento lateral y normal de alto ángulo de la falla Oaxaca, mientras que en su margen E, el límite con el TMA es definido por la falla Vista Hermosa (Sedlock *et al.*, *op.cit.*).

Al S de los terrenos Zapoteco, Mixteco y Cuicateco, se encuentran limitados por la falla Chacalapa (entre los TZ y TC) y la falla Juchatengo (con el TM), que los pone en contacto con el TCh, y que se expresa con plutones Cenozoicos, rocas milonitizadas y ultramilonitizadas; esta falla es interpretada como el empuje durante el Cretácico Tardío con el TZ. Con respecto al límite con el TM, la falla Juchatengo es interpretada como rocas miloníticas, ultramiloníticas y cataclásticas basculadas en dirección N-NE, ocurrida hace 60 Ma, durante el Terciario Temprano. Mientras que al N, el Eje Neovolcánico representa un *gap* para la delimitación de los terrenos, sin embargo, coincide con las zonas de falla de los terrenos Zapoteco, Mixteco y Cuicateco, puesto que diversos investigadores, entre ellos Gastil y Jenkins (1973) infieren cientos de kilómetros de deslizamiento derecho durante el Cretácico Tardío y Terciario Temprano (Sedlock *et al.*, 1993).

Como se mencionó, los límites de los terrenos están definidos por sistemas de fallas geológicas, en el área de estudio se localizan: la falla Caltepec (Santamaría *et al.*, 2008) al SW y la falla de Oaxaca (Nieto *et al.*, 1995) en el NE del graben.

La falla Caltepec, Ortega (1975), fue el primer en describir esta estructura, quien menciona que tiene un rumbo general N-S, y que su zona de cizalla es de 300 m de espesor de calcita-milonita; es considerada el límite tectónico entre los TM y TZ; en el contacto de los CA y CO, teniendo una cobertura palustre Jurásica. Tuvo dos etapas de reactivación, la primera durante el pre-Cretácico y la segunda en el post-Cretácico. Esta falla es interpretada como una sutura Paleozoica, formando una cizalla dúctil vertical. Estudios

posteriores de Vega *et al.*, (1998), Elías y Ortega (2002) y Elías *et al.*, (2005) la caracterizan como una zona de cizalla dúctil que separa los basamentos de ambos terrenos en el S de México, asignándole una edad en el Pérmico Temprano. Su trazo se observa al W de Tehuacán hasta Juchatengo, donde es truncada por la falla Chacalapa en el estado de Oaxaca y cuenta con unos 15 km de longitud (Dávalos, 2006; Santamaría *et al.*, 2008).

La falla de Oaxaca se manifiesta como un escarpe rectilíneo de dirección preferentemente N-NW y E y con buzamiento al poniente, y que consiste en un grupo de fallas paralelas o que forman ángulos de 25° con esa dirección, el bloque alto se conforma por rocas del complejo milonítico de la Sierra de Juárez, de edades entre el Paleozoico Tardío al Jurásico Medio, mientras que el bloque bajo por rocas pertenecientes al CO de edad Precámbrica. Esta falla se reactivó en un régimen tectónico extensional, y que se mantuvo activa desde el Eoceno Temprano hasta el Plioceno-Pleistoceno (56 – 2.58 Ma); esta estructura se ha comportado en diferentes etapas tectónicas como cabalgadura, falla lateral y normal, por último Centeno (1988) sugirió que su actividad más reciente es Cuaternaria (Nieto *et al.*, 1995; Dávalos, 2006).

2.3 Estratigrafía

2.3.1 Precámbrico

2.3.1.1 Complejo Oaxaqueño (1 400 – 570 Ma)

La unidad más antigua que aflora en el área de estudio, es el Complejo Oaxaqueño (CO), descrito por varios autores como: Fries *et al.* (1962), Bloomfield y Ortega- (1975), Ortega *et al.* (1977), Ortega (1981a, 1981b, 1984), Morán (1986), Ortega *et al.* (1995, 1999) y Schulze *et al.* (2004). Aflora al SE, en la Sierra de Tamazulapan, en la Mixteca Alta, al W del graben de Tehuacán. Es el basamento del TZ (Sedlock *et al.*, 1993) o terreno Oaxaca (TO) (Campa y Coney, 1983), y que, por su constitución geológica permite definir la sucesión espacio-temporal de las fases de un ciclo tectónico completo: sedimentación, magmatismo, metamorfismo, levantamiento y erosión. Es un ensamble de rocas que se extiende con dirección NNW en la región central del Estado de Oaxaca, desde los límites de Puebla hasta las cercanías de la localidad de Pochutla; es una faja de afloramientos continuos y parcialmente cubiertos, con una anchura máxima de 120 km y mínima de 50 km. En su límite meridional se conforma por un cuerpo plutónico cuarzo-feldespático, milonitizado y recrystalizado, cuya estructura lineal buza en promedio 30° hacia el SSE. La región expuesta al S comprende un completo plutónico de gneises, migmatitas y esquistos parcialmente metasedimentarios, intrusionados por numerosos granitos deformados y no deformados, por lo que se puede correlacionar con el Complejo Xolapa (CX). El límite occidental está delineado a unos 45 km al S de Tehuacán, Puebla; por una zona de rocas cataclásticas de 300 m de anchura con rumbo N-S, que pone en contacto por una falla al poniente del CA de rocas metagraníticas y esquistos (Ortega, 1981a).

Pantoja-Alor (1970), define que la columna litoestratigráfica es aproximadamente de 15 km de espesor estructural, su límite superior es una superficie de erosión o discordante sobre la cual reposan rocas que datan del Tremodociano hasta rocas tan jóvenes como vulcanitas y conglomerados del Terciario y aluviones del Holoceno.

El CO es un complejo cristalino compuesto principalmente por un cuerpo metaanortosítico basal, cuarzofeldespatos, paragneises, y una secuencia arenosa y arcillosa con un metamorfismo de facie granulita, que también incluye secuencias de intervalos de cuerpos calcáreos, pelíticas y aparentemente arcósicas, ortogneises y charnockitas producto durante el metamorfismo Grenvilliano del miogeosinclinal o

depósitos de *riff* continental y rocas plutónicas (Ortega, 1981a, 1981b, 1984). La ausencia aparente de rocas metaofiolíticas y metavolcánicas andesíticas asociadas, así como formaciones de metagrauvacas, sugiere un carácter miogeosinclinal para esta etapa sedimentaria del “geosinclinal”; esta característica ambiental es reforzada por componentes evaporíticos, además, la composición calcimagnésica de los mármoles sugiere que los carbonatos fueron dolometizados, y en consecuencia, posiblemente depositados en cuencas someras de circulación restringida o de poca energía, y que, por otro lado la ubicuidad de sulfuros en rocas calcáreas y de grafito en estas y en las rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas podría indicar ambientes de reducción en su depósito. La asociación de estos metasedimentos con gneises y cuarzo-feldespáticos sugieren episodios rápidos de levantamiento en los terrenos adyacentes a la cuenca (Ortega, 1981a).

Las asociaciones ortognésicas comprenden una composición básica-intermedia y otra granítica-sienítica. La primera es un macizo anortosítico de andesita de unos 300-400 km² de extensión, rodeado de gneises gabroides bandeados, con intercalaciones de composición diorítica hasta ultrafélsica (pegmatítica), estas características petrológicas demuestran un origen premetamórfico estrictamente magmático. Esta relación intrusiva del macizo anortosítico con las rocas sedimentarias que lo circundan, se infiere principalmente por la falta de evidencia que sugiera discordancia estratigráfica o un contacto tectónico en estas rocas. En cambio, si existe un contacto en esta zona, del tipo de migmatización e interpenetración de orto y paragneises que apoyan la relación intrusiva entre las secuencias. La segunda asociación plutónica en el CO, incluye un intervalo de varios kilómetros de granitos y sienitas charnockitizados que se localiza en la parte superior e interestratificado entre gneises calcáreos y pelíticos, por lo que, de igual modo, se infiere como una intrusión, aunque también un origen volcánico a partir de lavas y piroclastos riolítico-traquíticos son compatibles con la geometría y litología presente (Ortega, *op.cit*).

El proceso tectónico y de metamorfismo culminó en la parte inferior de la corteza continental, a temperaturas de 700°C, a presiones superiores de 5 kb y en ambientes geoquímicos deficientes o de fluidos acuosos, relativamente ricos en CO₂ y otros gases reductores. Según la clasificación de Miyashiro (1961) sobre régimen bórico de metamorfismo de alta temperatura/presión, las condiciones alcanzaron 750±50°C para la culminación de metamorfismo granulítico. Esta etapa de metamorfismo terminó hace 1 090 – 1 030 Ma, cuando se registró un periodo de enfriamiento regional hasta finales de Proterozoico. Sin embargo al N y E sufrió intensa deformación y metamorfismo fundamentalmente cataclástico, por lo que parte de los gneises se convirtió en una

formación microbandeada de milonitas y ultramilonitas, que, posteriormente fueron recrystalizadas en facies de esquistos verdes y en su parte inferior en anfibolitas (Ortega, 1981a).

En síntesis; la historia geológica del CO, inicia con el depósito de varios miles de metros de sedimentos miogeosinclinales o parcialmente continentales en una cuenca ensiálica y tensionalmente fracturada, en latitudes tropicales para formar el “Geosinclinal Oaxaqueño (1 400 – 1 200 Ma); posteriormente el emplazamiento de grandes volúmenes de magma de afinidad toleítico-alcalina y composición anortosítico-gabroide provenientes del manto, así como rocas granítico-sienítica (1 200 – 1 100 Ma); la Orogenia Oaxaqueña, que culmina con plegamiento isoclinal y la granulitización de esta secuencia y probablemente del basamento (1 030 – 1090 Ma); seguido de la intrusión pegmatitas postorogénicas de mineralogía compleja, que marcan la etapa final cratónica de la Faja Estructural Oaxaqueña (975 – 940 Ma); y por último, en su ciclo de formación, levantamiento, erosión y enfriamiento progresivo de la Faja Estructural Oaxaqueña, hasta quedar expuestos sus niveles más profundos al comenzar el Paleozoico (975 – 570 Ma) (Ortega, *op.cit.*).

2.3.2 Paleozoico

2.3.2.1 Complejo Acatlán (550 – 410 Ma)

El Complejo Acatlán (CA), ha sido descrito por Ortega (1978 y 1981a) y anteriormente por Aguilera (1896), Ordóñez (1906) y Fries y Rincón-Orta (1965); la cual es la unidad litoestratigráfica más antigua del terreno Mixteco (TM) (Sedlock *et al.*, 1993) o también denominado Mixteca (Campa y Coney, 1983); data de la era Paleozoica, y que, la evidencia estratigráfica, radiométrica, paleontológica y petrográfica permite situarla en intervalos del Cámbrico – Devónico. Aflora al W y SW del área de estudio, en la Mixteca, en las sierras y valles de Acatlán. El límite superior es irregular, discordante suave y moderadamente plegado y fracturado por eventos posteriores a su formación. Es un complejo de rocas metamórficas y cristalinas sobre el cual se depositaron rocas sedimentarias marinas, continentales, y rocas volcánicas cuya edad varía desde el Pensilvaniano hasta el presente. Las rocas más antiguas que sobreyacen el complejo según Pérez Ibarquengoitia *et al.* (1965), Ortega (1978) y Silva Pineda (1978) están formadas por detritus de la

Formación Tecamazuchil, del Jurásico Medio, y el límite inferior del complejo aún es desconocido. Se extiende superficialmente entre 10 000–15 000 km², comparable en tamaño al CO, sus afloramientos más orientales se localizan al s de Tehuacán, donde son interrumpidos por un contacto tectónico de posición vertical y dirección general N-S, hacia el norponiente están cubiertos discordantemente por rocas marinas plegadas del Mesozoico y continentales sin plegamiento del Cenozoico (Ortega, 1978, 1981a).

Las unidades metasedimentarias y metavolcánicas que conforman el CA se conforman principalmente por pizarras, filitas, esquistos, gneis, migmatitas, ofiolíticas, metagranitos y milonitas; el grado de metamorfismo es variable, generalmente es bajo al poniente de Acatlán y aumenta particularmente al SW, hasta llegar a facies de anfibolita y niveles de migmatización anatexítica. Este complejo se encuentra altamente deformado y metamorfoseado, de tal manera que, las características sedimentológicas primarias son imposibles de reconocer, por lo que, también es difícil definir con claridad el marco tectónico y paleogeográfico que controló los procesos sedimentarios y magmáticos de lo que podría llamarse como “el Geosinclinal Mixteco” (Ortega, 1978, 1981a).

Se pueden reconocer tres asociaciones pre tectónicas: el Subgrupo Petlalcingo (SPet), Formación Xacayatlán (FX) y Granitoides Esperanza (GES); que representan la sedimentación clástica en un margen continental tipo convergente, restos ofiolíticos de una cuenca oceánica y magmatismo posiblemente orogénico de tipo arco continental.

Estratigráficamente, el SPet, representa secuencias a veces discontinuas de antiguos sedimentos marinos con intercalaciones ígneas; en la parte basal, se caracteriza por estar migmatizada; en la parte media, es esencialmente metagrauvaca con intervalos pelíticos; en la parte superior se encuentran rocas verdes y cuarcitas interestratificadas; mientras que las unidades superiores están libres de carbonatos y cuyo conjunto semeja un depósito de trinchera oceánica. La FX, es una asociación magmático-sedimentaria de profunda transformación metamórfica, de diferentes grados de metamorfismo y metamorfismo polifacético; las ofiolitas que se localizan en la formación son elementos claves para reconocer el comportamiento dinámico de las antiguas placas litosféricas; representan la desintegración de una antigua cuenca oceánica o mar marginal, y por tanto, la yuxtaposición tectónica de dos placas antes separadas por el océano o mar supuestamente consumido por el manto. Por último, el GES, representa la actividad intrusiva que se incorporó a los procesos tectónicos del Paleozoico, y que transformó a las rocas en gneises monolíticos polimetamórficos. La relación intrusiva en la FX se debe a una

removilización anexítica de los granitoides durante el intenso metamorfismo que acompañó a su probable emplazamiento tectónico a una zona de subducción (Ortega, 1981a).

La Formación Tecomate (FTec), representa estructuralmente la porción superior, y se depositó discordantemente, es una anomalía dentro del cuadro estratigráfico del CA, ya que implica un ambiente de alta energía, posiblemente una antigua línea de costa; Ruiz - Castellanos (1970) in Ortega (1978), definen que esta formación consiste en metapsamitas arcósicas asociadas con metaconglomerados, pelitas carbonosas y un intervalo calcáreo de fósiles; los GES también intrusieron la FTec, mientras que está descansa sobre la FX a lo largo de un contacto abrupto. El alto metamorfismo y deformación es tal que, el ciclo tectónico del CA se consolidó en tiempos pre Mississippicos (Ortega, 1981a).

La yuxtaposición parcialmente intrusiva entre los GES y la FX, así como el cabalgamiento de ambas, llevando en su parte superior a la FTec sobre las rocas metasedimentarias del SPet, demuestran los elementos esenciales de la evolución tectónica del CA; lo que implica mecanismos tectónicos de convergencia litosférica en una antigua zona de subducción inclinada hacia el oriente o poniente. Sin embargo, la convergencia de las estructuras, así como el avance de la cabalgadura sobre el continente, fueron hacia el poniente, estos eventos son posteriores a la eclogitización y señalan la polaridad de una obducción y no de subducción (Ortega, *op.cit.*).

El proceso de contracción que generó la antigua zona de subducción inició después del emplazamiento de los GES, ya que las rocas graníticas muestran facies metamórficas; con la posterior eclogitización, se inicia aparentemente la clausura definitiva de *Iapetus*, en el sistema orogénico Apalachiano-Caledoniano. El depósito de la FTec, manifiesta intensos levantamientos que sufrieron los terrenos adyacentes y el régimen compresivo impuesto por el acortamiento horizontal de dos masas continentales confirmado por la gestación y avances del cubrimiento de la FX, GES y FTec, hasta localizarse sobre las unidades del SPet; esto significó que la gran cabalgadura milonitizó y metamorfoseó a las formaciones implicadas. El engrosamiento de la corteza en este evento tectónico perturbó la estructura térmica, que culminó con la fusión del SPet y probablemente con la granulitización o removilización de su basamento; el CA resulta de la apertura y cierre de un antiguo océano (*Iapetus*) y mares asociados cuyos vestigios es la FX (Ortega, 1981a).

El CA está conformado por dos subgrupos: el subgrupo Acateco (SAC) y el SPet del primero se distinguen dos formaciones: FX y FTec; y tres del segundo: Formación Cosoltepec (FCos), Formación Chazumba (FCha) y Migmatita Magdalena (MM); además se incluyen dos unidades metagraníticas: GES y Tronco Totoltepec (TT); y otra más granítica:

Dique San Miguel (DSM). Ortega (*op.cit.*), define a las unidades litoestratigráficas que conforman el CA, que son (de la porción inferior estratigráficamente a la superior):

- MM; migmatitas de composición tonalítico-diorítica, con abundante movilización neosomática en forma de diques y cuerpos irregulares, concordantes y discordantes de composición granítica y pegmatítica; con remanentes de anfibolita, piroxenita, calsilicita y mármol con frecuente intervalos de gneis granítico.
- FCha; interestratificación de esquistos pelíticos micáceos y cuarcitas o rocas silíceas, con un disquestrato de gabro diferenciado y esquistos feldespático *lit-par-lit* hacia la parte media a inferior, respectivamente.
- FCos; en su base se conforma por anfibolita, cuarcita y metapelita; en la parte media metapelita, cuarcita y metapedernal, rocas verdes y esquistos calcáreos; en la parte superior, filita y cuarcita impura con pocas rocas verdes intercaladas.
- FX; formada por rocas verdes de grano fino, metagabros bandeados de hornblenda y augita milonitizada, serpentinita, anfibolita, eclogitas y metasedimentos cuarcíticos y pelíticos.
- FTec; metagrauvaca, meta-arcosa y pelitas o semipelita de débil a medianamente carbonosa, con un miembro metaconglomerado compuesto por cantos deformados, principalmente graníticos y volcánicos, otro miembro es la metacaliza impura con fragmentos de fósiles.
- GES; rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas con intercalaciones de bandas metasedimentarias y de rocas verdes, el conjunto conforma un complejo cataclástico de protomilonita, milonita y ultramilonita recristalizado.
- TT; es una intrusión trondhjemítica débilmente deformada y metamorfoseada.
- DSM; conjunto de intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita, se asocian cronológicamente con los Granitoides Anatexis.

2.3.2.2 Formación Matzitzi (325 – 290 ma)

La Formación Matzitzi (FMat) fue nombrada por Calderón (1956) y ha sido descrita anteriormente por Aguilera (1896), y en trabajos posteriores como Silva (1970), Torres *et al.*, (1986), Weber *et al.*, (1987), Weber (1997), Hernández Láscars (2000), Elías y Ortega

(2002) y Elías *et al.*, (2005). Forma parte de los TZ y TM; esta formación se acumuló en condiciones continentales de sutura entre los complejos metamórficos Oaxaqueño y Acatlán (Centeno *et al.*, 2009). Cserna (1970), apoyado de ejemplares fósiles colectados por Flores (1907), asigna a estas rocas en edad Pensylvánica, en el Paleozoico Tardío (Durán Torres, 2007; Ramírez Vargas, 2009).

Centeno *et al.* (2009), expone que la FMat se conforma de una sucesión clástica formada principalmente por areniscas, y paquetes de estratos de lutitas, lodolita carbonosa, arenisca conglomerática y conglomerado. En su parte basal, se forma por estratos masivos de conglomerados gruesos, formados por fragmentos metamórficos de tamaño de guijas a bloques procedentes principalmente del CO, en las partes superiores se distinguen diferentes facies que dieron lugar a las estratificaciones que relatan el desarrollo del depósito. En la parte media son depósitos principalmente de areniscas que indican rellenos de canales y barras; en la parte superior se encontraron facies asociadas en alternancia de arenisca, limolitas y lutitas, e indican depósitos que se dieron en zonas pantanosas y planicies de inundación. Calderón (1956) la describió como una secuencia de 600 m de espesor de arenisca intercalada con lutitas oscuras, y que, en ocasiones contiene lentes de conglomerados, capas de carbón y presenta altos contenidos de fósiles.

Sobreyaciendo a ella se ubica una sucesión de “lechos rojos”, unidad escasamente discordantemente sobre la FMat y sobre rocas cristalinas; los “lechos rojos”, se conforman por conglomerados que están formados por clastos metamórficos derivados de los CA y CO, del Granito Cozahuico, y de areniscas de la FMat; también descansa una secuencia continental de conglomerados y arenisca, con intercalaciones de toba andesíticas de la Formación Tecmazuchil, y en algunas áreas se encuentra en contacto discordante con rocas del Cretácico Temprano, como la Formación Zapotitlán (Duran Torres, 2007; Centeno *et al.*, 2009).

2.3.3 Mesozoico

2.3.3.1 Jurásico

2.3.3.1.1 Grupo Tecocoyunca (178 – 160 ma)

El grupo Tecocoyunca (GTec), descrito por Erben (1956) y Alencáster (1963), es una unidad litoestratigráfica datada en el Jurásico Medio, en el Bajociano Tardío - Calloviano, con base en sus registros fósiles de amonitas. Se conforma por una secuencia de depósitos marinos y continentales; en la parte inferior o basal es de origen continental, siendo un conglomerado polimíctico con matriz arenosa intercalado con capa gruesas de conglomerados de clastos de cuarzo blanco y esquisto; mientras que en la media se intercala con depósito terrígenos arrítmicos de colores beige a gris claro de capas de areniscas y areniscas conglomerática, con cuerpos lenticulares de conglomerados arenosos, en estructura de *flute cast* y bioturbado; la parte superior se conforma por estratos principalmente marinos, que consiste en una intercalación de arenisca fina con conglomerados grueso a medio, con horizontes de lutita carbonosa y carbón, seguido de alternancias de limolitas verdes y rojas con arenisca conglomerática, con costras de hierro y nódulos de pedernal. El ambiente de depósito, según la evidencia indica que se presentaban periodos de alta energía con la correspondiente acumulación de material, por lo que se originaba la migración del río, teniendo como resultado un conjunto de canales abandonados, donde se acumuló la materia orgánica (Corona, 1981; Ortiz *et al.*, 2013).

Sobreyace discordantemente sobre el CA y subyace bajo depósitos volcanoclásticos y yeso del Terciario de la Formación Cuayuca y aluviones del Cuaternario; en el área de estudio se localiza al W, en la localidad de Tecamatlán al occidente de la región del Valle de Acatlán, también al N en la localidad de San Juan Atzompa, y al N y W de la Mesa Sotemayo.

2.3.3.1.2 Formación Tecamazuchil (170 – 160 ma)

Ibargüengoitia y Pérez (1965) definieron a la Formación Tecamazuchil (FTe) y le asignaron una edad de Jurásico Medio, en el Bathoniano – Calloviano; en el área de estudio se emplaza principalmente al S y centro, al W de la Sierra de Tamazulapan, la porción N de la

Sierra Mixteca y en la Sierra de Acatlán. Se encuentra en contacto con rocas Cretácicas como la Formación Zapotitlán de manera discordante, y con rocas continentales del Terciario, la Formación Huajuapán que sobreyace en contacto discordante sobre rocas metamórficas del CA y sobre rocas areniscas de la FMat (Durán Torres, 2007).

La FTe representan un sistema fluvial del Jurásico Medio alojado en un graben y que es el límite de la influencia marina que se encontraba al S de Huajuapán, según Morán *et al.* (1993), el sistema fluvial era de carácter meándrico y estuvo influenciado por el desarrollo de abanicos aluviales; y que por la evolución de la cuenca tectónica asociada a la exhumación del Complejo Ayú, el sistema del río cambia a ser trezado, durante el proceso de extensión cortical durante la ruptura de Pangea; por lo que en el boceto paleogeográfico, las corrientes fluviales de la Mixteca drenaban al SW hasta verter sus aguas en mares transicionales; por lo que los estratos indican que eran ambientes de transición continental a marina, y que constituían cuencas intra-montañas (Durán Torres, 2007; Campos Madrigal *et al.*, 2013).

Litológicamente la FTe se caracteriza por su contenido de fósiles, y que representa un espesor estructural total de la formación es de 750 m; presenta litarenita arcósica y arcosa lítica con cantidades variables de limos y gravas de colores amarillentos y rojizos, con estratificación cruzada y laminación alterna poco definida; en su parte inferior se puede encontrar sedimentos terrígenos, donde predominan las areniscas y areniscas conglomeráticas (Ortiz *et al.*, 2013)

2.3.3.2 Cretácico

2.3.3.2.1 Formación Zicapa (140- 115 Ma)

La Formación Zicapa (FZi) ha sido descrita por Guzmán (1950), de Cserna (1980), Fitz-Díaz *et al.* (2002), Figueroa y Gómez (2010) y Sierra *et al.* (2014), la definen como una sucesión de capas rojas de areniscas, lutitas, conglomerados polimícticos, con presencia de capas delgadas de caliza, marga, y localmente hay presencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas; a esta formación fue datada en el Cretácico Temprano (Sierra y Molina, 2014).

El TM está cubierto por rocas sedimentarias marinas, ejemplo de ellas son las del GTEC del Jurásico Medio, y en el Cretácico Temprano es cuando el volcanismo calchicallino

se presenta y se asocia con sedimentación clástica marina y continental, a estas formaciones transicionales subaéreas a marinas someras, son las que registran una transición hacia una plataforma calcárea, entre ellas está la FZi. Su espesor estructural es 560 m aproximadamente y su base está en contacto por falla con esquistos del CA, y su contacto superior es transicional con las calizas de la Formación Morelos; en el área de estudio afloran al NW, cerca de la localidad de Teopantlán al occidente del Valle de Atlixco (Sierra y Molina., 2014).

Esta formación se divide en cinco miembros: La Cruz, San Juan de las Joyas, Ajuatetla, San Andrés y Rio Poblano. Litológicamente en su parte basal, discordante con filitas del CA, se conforma por una brecha de matriz soportada con clastos angulosos, compuesto de filitas y cuarzos lechosos, intercalados de areniscas líticas y conglomerados, en los siguientes miembros se caracteriza por areniscas finas, margas y paquetes *packstone*, *mudstone* y *grainstone*, con abundantes fósiles y conglomerados medianamente seleccionados de calizas, cuarzo y rocas metamórficas; en la parte superior de la FZi, se localizan derrames de andesitas con tobas intercaladas con areniscas, rocas epiclásticas. Estos derrames son masivos y están asociados a capas de tobas de lapilli y ceniza con gradación inversa, lo que sugiere que se depositaron en ambiente de sedimentación acuosa, seguido de capas de arenisca, con escasos conglomerados soportados por guijas de rocas calizas, metamórficas y volcánicas, con las cuales están en contacto con la Formación Morelos (Sierra y Molina, *op.cit.*).

Sus características indican que su sedimentación se dio en el homoclinal Petlalcingo, en el margen de *Oaxaquia*, en un ambiente costero; es decir, entre el continente y el mar, donde el espacio de depósito está directamente relacionado con la actividad tectónica, con evidencia de transgresiones marinas. El material volcánico indica que la FZi se desarrolla en una margen convergente al SW de México, por lo que se encuentran rocas calizas con andesitas intercaladas, e indica que su formación inicia en el Jurásico Tardío y culmina en el Cretácico Temprano, en la margen del subcontinente Oaxaquia (Sierra y Molina, *op.cit.*).

2.3.3.2 Formación Zapotitlán (140 – 115 ma)

La Formación Zapotitlán (Fza) fue descrita por primera vez por Aguilera (1906), posteriormente en investigaciones de Calderón (1956), Buitrón (1970), Barceló (1978) Hernández-Estévez (1980), Buitrón y Barceló (1980); mencionan que esta unidad se conforma por lutitas, lutitas calcáreas, marga y arenisca, y resaltan que en la base presenta mayor cantidad de carbonatos, los cuales disminuyen conforme se acerca a la cima de la unidad; los estratos de caliza tienen espesores de 10 cm a 2 m; conserva estructuras primarias como rizaduras a pesar del fuerte plegamiento. Esta unidad se conforma además por dos miembros: Agua de Burro y Agua de Cordero. De acuerdo al contenido fosilífero de equinodermos y moluscos, se le ubica en el Cretácico Temprano, perteneciente al Barremiano (Durán Torres, 2007; Ramírez Vargas, 2009; Löser *et al.*, 2013).

Litológicamente es una secuencia de lutitas cafés y gris en estratos de 5 a 10 cm, areniscas de grano fino a medio con estratificación delgada, en su base tiene una alta presencia de areniscas de grano grueso constituidas por fragmentos de cuarzo; teniendo un espesor estructural que se estima entre 800 a 1 200m. Los ambientes de depósito corresponden a marino somero de plataforma en el que el área de aporte se ubicaba muy cercano a la costa, y se ha deducido de acuerdo a la cantidad de carbonatos en toda la columna, que, la profundidad del mar era mayor al finalizar su desarrollo, por lo que provocó una mayor precipitación de carbonatos en su base (Durán Torres, 2007).

La Fza aflora en el Valle de Zapotitlán extendiéndose hacia la Sierra de Tamazulapan y de Caltepec; descansa discordantemente sobre las rocas metamórficas del CA y sobre los conglomerados de la FTe; y le sobreyace la Formación San Juan Raya; tiene un contacto concordante por falla con la Formación Miahuatepec, y así mismo, le sobreyacen las formaciones Cipiapa y Tehuacán del Terciario (Durán Torres, *op.cit.*).

2.3.3.2.3 Formación Chivillas Inferior y Chivillas Superior (135 – 115 Ma)

La Formación Chivillas (FCh) fue descrita por primera vez por Pano (1973), la cual la definía como una secuencia de lutitas, areniscas y filitas intercaladas con conglomerados, que afloraban en el cerro Chivillas; posteriormente Carrasco (1978) y Toriz (1983) la subdividen en dos miembros: Chivillas Inferior (FChI) y Chivillas Superior (FChS), Carrasco (1978) reconoce intercalaciones de rocas volcánicas; posteriormente Alzaga y Pano (1989), con

base a los dos miembros, definen facies para el miembro inferior conformado por secuencias sedimentarias de limolitas, arcosas, y arcosas líticas, asociada con rocas volcánicas; para el miembro superior, facies en ausencia de materiales volcánicos, secuencias de areniscas, alternada con limolitas. La última descripción, corresponde a Mendoza *et al.* (2013), quienes definen 16 distintas facies.

Estas facies se conforman litológicamente por 4 clases: la conglomerática, de clastos de calizas, de arenisca gruesa, arenisca calcárea, de lutita, pedernal, rocas volcánicas félsica, gneis y andesita; la clase arenosa conformada por grauvacas líticas de grano grueso a conglomerados de gránulos, de cuarzo monocristalino, policristalino, feldespatos y abundantes líticos de rocas sedimentarias y metamórficas; la clase fina, conformada por limolitas calcáreas, lutitas, lodolitas, areniscas intercaladas; la calcárea, de *wackestone* de radiolarios y calciesferúlidos de color negro y *wackestone* de intraclastos gris oscuro; y las facies ígneas, de rocas volcánica de composición basáltica, andesita-basáltica y peperita conformada por una mezcla de lodolita (Mendoza, *et al.*, *op.cit.*).

Aflora al NE del Valle de Tehuacán; descansa discordantemente sobre rocas del CO, y que posiblemente también sobre rocas de cubierta Mesozoica; es limitada al poniente por la falla de Oaxaca, lo que indica que se depositó entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco, durante la apertura del Golfo de México; y su límite superior es transicional con la Formación Miahuatepec y Formación Maltrata de manera gradual. La FCh fue datada en el Valanginiano Tardío al Barremiano, en el Cretácico Temprano, de acuerdo con información geocronológica de circones detríticos (Mendoza, *et al.*, *op.cit.*).

La reconstrucción paleoambiental, de acuerdo a las asociaciones explica que las corrientes turbidíticas se deslizaron en una plataforma marina somera a través pendientes y cañones, que corresponden a una cuenca sinsedimentaria del tipo *rift*, que evolucionó en el Barremiano a una etapa transicional entre *rift* continental a tipo Mar Rojo; en la cuenca se depositaron turbiditas de gran espesor; se infiere que los niveles del mar eran bajos, lo que permitía que se erosionarán los sedimentos contemporáneos de la plataforma marina; en relación a las facies ígneas, su formación se originó por flujos de lava, en forma de lavas almohadilladas, de volcanes submarinos o del tipo fisural que se desarrollaron durante el *rifting* (Mendoza *et al.*, 2013).

2.3.3.2.4 Formación San Juan Raya (124 - 108 ma)

La Formación San Juan Raya (FSJR) fue descrita por primera vez por Aguilera (1906), quien la sitúa en el Aptiano y como una secuencia de lutitas y areniscas; posteriormente Burckhardt (1930), Salas (1949), Calderón (1956) y Buitrón y Barceló (1980) siendo estos últimos quienes en una estratigrafía realizada delimitan con mayor exactitud a esta formación (Mendoza, 2010). En el área de estudio se localiza al N del Valle de Zapotitlán, marginal y al S de la Sierra de Miahuatpec; está en contacto con la Fza de manera concordante, y se caracteriza por limolitas masivas del Miembro Agua de Burro, y también limita de manera transicional al W con el mismo miembro, le sobreyace discordantemente la Formación Cipiapa, y se correlaciona con la FChs (Durán Torres, 2007; Ramírez Vargas, 2009; Löser *et al.*, 2013; Serrano y Centeno, 2014).

Mendoza (2010) situó a la FSJR en el Aptiano Temprano, con posible extensión hasta el Barremiano Tardío, en el Cretácico Temprano. Esta formación, de igual modo que la Fza esta relacionadas con la apertura del Golfo de México: formaban parte de una cuenca sintectónica, y que regionalmente la plataforma calcárea experimentaba subsidencia marina; lo que se ve reflejado en la sedimentación y la litología de ambas formaciones. El ambiente de depósito era marino costero, zona arrecifal y de línea de costa, donde el flujo y energía del agua era intermitente, lo que provocó el depósito calcáreo abundante así como gran cantidad y variabilidad faunísticas, que se ve reflejada en sus fósiles, dándole la fama fosilífera a esta área de la Cuenca de Zapotitlán. Litológicamente se conforma por lutitas grises a gris verdoso en estratos variados; se intercala con areniscas de color gris claro, que presentan vetillas de calcita debido al fracturamiento, ya que se encuentra sumamente plegadas y falladas; se estima un espesor aproximado de 800 m de toda la formación (Durán Torres, 2007; Ramírez Vargas, 2009; Löser *et al.*, 2013; Serrano y Centeno, 2014).

2.3.3.2.5 Formación Orizaba (108.5 – 91 ma)

La Formación Orizaba (FO) se localiza al NE del área de estudio al N de la Sierra de Zongolica, en la Sierra de Soltepec y Tecamachalco, en el N graben de Tehuacán. Subyace a la Formación Maltrata y cronológicamente se relaciona con la Formación Morelos, Bönet

(1969) le asignó una edad Albiano-Cenomaniano en el Cretácico Temprano, de acuerdo a los restos fósiles de microfauna.

Litológicamente la FO se conforma por paquetes de *wackestone* – *packstone* y *grainstone* de color gris a pardo cremoso, de contenido fósil de tamaños macro y micro; que se alterna con dolomías de textura fina a media, presenta anhidritas en su base; estructuralmente tiene un espesor entre 1 000 a 1 500 m. Su sedimentación se originó en una plataforma interna carbonatada, donde su desarrollo se dio en la zona de submarea e intramarea. Estudios recientes de PEMEX, se describen dos facies: arrecifal, caliza de *boundstone* de rudistas, caprínidos y gasterópodos intercalados con capas gruesas de *grainstone* y *packstone* de intraclastos de oolitos y bioclastos; la facie postarrecifal formada por *mudstone* y *wackestone* de intraclastos y bioclastos, que presentan estructuras primarias, con horizontes de miliólidos y escasos bancos de rudistas. Los arrecifes que se localizaban en la plataforma carbonatada estaban en condiciones tropicales, de aguas someras, con escasa presencia de terrígenos, salinidad normal y con buena oxigenación, lo que permitió un flujo de energía adecuado para el desarrollo de vida (Martínez y Mancera, 2007).

2.3.3.2.6 Formación Morelos (100 – 89 ma)

La Formación Morelos (FMO) ha sido estudiada desde principios del siglo pasado, pero Fries (1960) es quien propone su denominación actual. En el caso de esta formación, no se considera una localidad tipo, sino una región tipo que aflora en el estado de Morelos, Guerrero, Edo. de México y parte del S de Puebla; en el área de estudio aflora al NW, descansa discordantemente sobre el GTEC, y es cubierta concordantemente por la Formación Tlaltepexi, y sobreyacida discordantemente por depósitos Terciarios.

Se definieron dos miembros para la FMO: Miembro carbonatado, predominantemente sucesión de calizas y dolomías interestratificadas, con cantidades variables de pedernal y fragmentos de fósiles silicificados; la parte más antigua se localiza en la región oriental constituido de anhidrita, las capas basales más jóvenes se constituyen de carbonatos, teniendo una proporción del 98%, el color de las calizas va de gris cremoso a negro, y de las dolomías un tinte parduzco sobre puesto a los colores grises, los espesores son variables entre 20 y 60 cm, la textura varía de calcilitita a calcirudita, siendo más común la calcarenita, encontrándose granos de calcita criptocristalina, caparazones de foraminíferos

y material biogénico fragmentado y desgastado. Al carecer de contenido clástico, representa que su formación se dió *in situ*, sin adición o mezcla de terrígenos; el ambiente de formación es de aguas someras tibias, donde los depósitos se dieron en grandes bancos marinos, en zonas costeras de agua somera o pequeños bancos cercanos a la costa. El proceso de dolomitización y silificación ocurrieron durante la diagénesis. El Miembro Anhidrita, es la parte basal de la FMO, y se constituye por bloques de yeso principalmente, de estructura laminar, de color variable de blanco a gris y retorcido por el escurrimiento; por el contenido de yeso, la anhidrita es casi pura y se encuentra en constante hidratación por las aguas subterráneas (Fries, 1960).

El espesor calculado para esta formación es variable por su extensión e historia geológica, y se estima que algunas partes es de 800 m y en otros alcanza los 2 500 m; esto debido a los procesos erosivos. Su depósito corresponde al de plataforma somera, localizada en el interior de un arco volcánico que existió a lo largo del Pacífico, las condiciones de calma, nivel base de oleaje normal y facies correspondiente de arrecifes indican que originaron en la margen de la plataforma y posteriormente en un sistema lagunar, posteriormente fue deformada durante la orogenia Laramide y más tarde fue intrusada durante el Terciario por magmas calcialcalinos. La edad calculada por Zamudio (2005) definen a la FMO va del Albiano Medio a Turoniano Temprano (Fries, 1960; Haro-Estrop, J., 1985).

2.3.3.2.7 Formación Miahuatepec (115 – 108.5 Ma)

La Formación Miahuatepec (FMi) aflora en el área de estudio en las Sierra Miahuatepec y Atzingo, al N de Zapotitlán, en el borde occidental del Valle de Tehuacán, Puebla (Calderón, 1956). Se le considera a esta unidad una edad Aptiana, de acuerdo con relaciones estratigráficas que guarda con las demás unidades de la región, además por su contenido fósil, sobreyace concordantemente a la FZa y subyace discordantemente a los depósitos del Terciario de la Formación Tehuacán, Calderón (*op.cit.*) y Barceló (1978) indican que esta unidad cambia lateralmente de facies con la FSJR (Ramírez Vargas, 2009).

Litológicamente la FMi son calizas de color gris oscuro a negro que intemperizan a un color gris plomo y blanco, contienen nódulos y bandas de pedernal negro, presenta interstratificación de capas delgadas de margas color crema, con espesores de 2 a 30 cm; Calderón (1956) considera un espesor total de 900 m, las rocas de esta formación se

depositaron en ambientes marinos someros ideales para la precipitación de los carbonatos (Durán Torres, 2007).

2.3.3.2.8 Formación Maltrata (91 – 86 ma)

La Formación Maltrata (FMal) aflora en el área de estudio al NE del Valle de Tehuacán, suprayace discordantemente a la FCh según Pano (1973) y Hernández (1972), debido a un contacto tectónico, y su contacto superior es concordante con la Formación Tamaulipas Superior (Durán Torres, *op.cit.*).

Se le asignó una edad del Cretácico Tardío, en el Turoriano -Coniaciano con un espesor variable entre los 120 m; litológicamente López-Ramos (1979), la define como calizas con pedernal negro, con estratificación delgada hacia la base con intercalaciones de pizarra arcillosa de color amarillo; en la parte superior se encuentran las calizas gruesas, dolomitizadas de color gris oscuro, con escasos nódulos de pedernal negro, también se consideran como *mudstone* café claro con intercalaciones de lutitas laminares de color café claro; *mudstone-wackestone* y *wackestone-mudstone* arcilloso, de color gris oscuro, con nódulos y lentes de pedernal negro intercalados de *packstone* y *grainstone* de intraclastos rudáceos según Manjarrez-Hernández y Hernández-de la Fuente (1989). Se considera como ambiente de depósito de la FMal, de acuerdo a sus características litologías y fosilífera, que estos sedimentos se originaron en condiciones de aguas más o menos profundas de cuenca o subcuenca con influencia de externa, con aportes de terrígenos (Durán Torres, 2007; López Ramos, 1979)

2.3.3.2.9 Formación Mezcala (89 – 67 ma)

La Formación Mezcala (FMe) fue descrita por Fries (1960), aflora al oriente del área de estudio, y fue definida como capas interestratificadas de arenisca, limolita y lutita calcárea con escasos lentes de caliza clástica. González Pacheco (1988) y Hernández Romano (1999) definen que la FMe se conforma por dos miembros: Inferior Calcáreo y Superior Terrígeno, se le asignó una edad del Turoriano Tardío al Santoniano o al Campaniano, de acuerdo con Erben (1956), y estratigrafías recientes indican una edad del Cenomaniano -Maastrichtiano, conforme al registro fósil (Fries, 1960; Alvarado *et al.*, 2006).

El Miembro Inferior, también llamado Calcáreo, está conformado por calizas y calizas arcillosas en estratos gruesos a medios, con abundantes bioclastos, intraclastos y en ocasiones son peleoooidales. Su textura varía de *packstone* a *grainstone*, incluye estratos calcáreos de portadores de rudistas, con texturas *rudstone* o *floatstone*; en la cima de la secuencia hay estratos de arenisca calcárea, con abundante fauna bentónica; por lo que sugiere que el ambiente de depósito ocurrió en aguas marinas someras. El Miembro Superior, llamado Terrígeno, se conforma por facies calcáreas combinadas transicionalmente con lutitas, lutitas calcáreas, areniscas y conglomerados, siendo los últimos abundantes en la cima. La sucesión clástica contiene esporádicas intercalaciones de calizas, contiene estructuras primarias y características texturales que sugieren que fueron materiales transportados por flujos de gravedad, turbiditas, flujos de grano y flujos de detritos. Sedimentológicamente las asociaciones de fósiles sugieren cambios en los ambientes de depósito que va de la transición de un ambiente pelágico a marino somero, a pro delta-planicie deltaica; se considera a la FMe como parte del proceso de acreción del Sder México (Alvarado *et al.*, 2006).

La FMe es discordante angularmente con rocas clásticas del Terciario Temprano que le sobreyacen como la Formación Balsas y descansa discordantemente con la FMO; en el área aflora al NW, en su ubicación más oriental de la formación al S de la Sierra de Tentzo, en el río Atoyac (Fries, 1960).

2.3.4 Cenozoico

2.3.4.1 Terciario

2.3.4.1.1 Formación Tamazulapan (67 – 50 ma)

La Formación Tamazulapan (FTa) fue nombrada y formalizada por Ferrusquia (1976), también conocida como Conglomerado Tamazulapan; esta unidad litológica se describe como un conglomerado grueso de estratificación masiva, constituidos por fragmentos de calizas de otras formaciones, entre ellas, la Formación Teposcolula y la Marga Yucanama; su matriz de carácter arenoso rojizo por presencia de minerales como la hematita y limonita, que se cementa con carbonato de calcio, contiene granos de cuarzo, plagioclasa, arcilla montmorillonítica, ortoclasa, iddingsita, biotita, fragmentos de tobas y otros materiales

volcánicos. De acuerdo a sus características estratigráficas, se deduce que corresponde a un ambiente continental, y representa depósitos de inundaciones torrenciales, o bien, en un ambiente continental en facies aluviales y que el conglomerado se debe a la actividad tectónica del evento Laramide (Ferrusquia, 1976).

El espesor total de la F_{Ta} es del orden de 150 a 180 m, se localiza en la Sierra de Tamazulapan en el Estado de Oaxaca, su límite inferior como en el superior se encuentra en contacto discordante, el primero con la Caliza Teposcolula, y el segundo con Yanhuítlán respectivamente, también sobreyace discordantemente sobre calizas del Cretácico Tardío, y subyace sobre tobas y derrames de lava del Terciario. González Ramos y Arceo y Cabrilla (2000), con base en su posición estratigráfica, la sitúan en el Paleoceno – Eoceno. Se correlaciona con las Formaciones Huajuapán y Tehuacán, y se asemeja al conglomerado basal de la Formación Balsas (Ferrusquia, *op.cit.*).

2.3.4.1.2 Formación Huajuapán (55 – 24 Ma)

Descrita inicialmente por Salas (1949), las “capas Huajuapán”, y que estudios posteriores de Revén (1956), PEMEX y el Instituto de Geología de la UNAM, la nombraron como Formación Huajuapán (FH). Salas (*op.cit.*) la describe como como una serie de arenisca, ceniza volcánica, arcilla arenosa, capas de conglomerado y brecha interestratificada, con coloración predominantemente rojiza, con colores verdes, azules y morados, buena estratificación e intrusionado por *sills* de traquitas; la base se conforma por conglomerados rojos, cuyos fragmentos derivan de formaciones Mesozoicas e ígneas, los cuales son angulares y redondeados, mal clasificados, cementados por una matriz de arena y carbonato de calcio, donde también se encuentran tobas y fragmentos de andesitas y dacitas (Durán Torres, 2007; Fries, 1960).

Cubre discordantemente a las rocas metamórficas del CA, a rocas sedimentarias marinas y continentales de la F_{Te}, y le sobreyace la F_{Za} y F_{SJR}; esta correlacionada con la Formación Tehuacán, ya que sus condiciones de depósitos son parecidas, Ferrusquia (1976) le asigna edad Eoceno - Oligoceno; Erben (1956) menciona que su espesor total puede ser de 1 000 m, ya que se trata de depósitos de paleocuevas (Durán Torres, 2007).

El depósito de la FH es debido a sedimentos continentales en un cuerpo de agua en un valle, que permitía que en el lado occidental se depositaran capas clásticas; mientras

que el material volcánico indica actividad ígnea explosiva; por lo que la sedimentación lacustre-fluvial es contemporánea a la actividad volcánica (Guzmán, 1950).

2.3.4.1.3 Grupo Balsas; Formación Pie de Vaca y Formación Cuayuca (50 – 24 Ma)

El Grupo Balsas (GB) fue descrito por primera vez por Fries (1960), y de Cserna (1965) lo denominó como Formación Balsas; se describe como sucesiones de rocas sedimentarias terciarias presentes desde Michoacán hasta Guerrero, Morelos y la porción occidental de Oaxaca y austral de Puebla. Estudios posteriores han dividido las diversas formaciones que conforman a este grupo litológico, tales como los de Martínez Hernández y Ramírez Arriaga (1999, 2006) (Corona, 1981; Martínez y Ramírez, 1999; 2006; Morán *et al.*, 2007).

Fries (1960) propone para el GB una gran variedad litológica de espesores locales variable, que se presentan en la cuenca hidrológica del río Mexcala-Balsas, en el centro austral y SW de México, por lo que se puede dividir en decenas de formaciones distintas; en el área de estudio afloran la Formación Pie de Vaca (FPV) y la Formación Cuayuca (FC). En la gran variedad litológica del GB, se incluyen rocas como el yeso, caliza lacustre, conglomerado calizo, conglomerado volcánico, arenisca tobácea, limolita tobácea y arcillita, así como brecha, toba volcánica y corrientes lávicas intermitentes. Litológicamente, se compone por rocas Terciarias depositadas sobre rocas Cretácicas y pre Cretácicas plegadas y erosionadas, a su vez las rocas volcánicas son las más abundantes y distribuidas en el periodo Terciario de la historia geológica en el S de México; y se encuentra moderadamente deformada. Entre las rocas sedimentarias se encuentran las evaporita, conglomerados de grano grueso y sedimentos clásticos de grano fino; los más característicos son los conglomerados calizo con matriz calcárea, y es el que representa la base del grupo que está en contacto con las rocas cretácicas, localmente se presentan trozos de esquisto y otras rocas pre Cretácicas constituidas principalmente por carbonatos. Estratigráficamente por encima se localiza el conglomerado calizo, ligeramente endurecido de limo, arena y arcilla; cerca de la base se emplazan corrientes lávicas interestratificadas de composición andesítica con interestratos de toba riolítica. Las capas clásticas varían de espesores de delgada a gruesa, con estratificación; y por último, están los depósitos de yeso de distintos grados de pureza y las calizas lacustres. El espesor total del GB, que es extremadamente variable ya que no se conserva el espesor máximo original, que puede alcanzar los 2 500 m.

El GB descansa en discordancia angular y erosional sobre rocas del Cretácico Tardío, y le sobreyace las Riolitas Tilzapotla; se le ha asignado una edad que varía desde el Eoceno Tardío al Oligoceno Medio, pero su parte principal, es decir, la más antigua corresponde al Oligoceno Medio; de acuerdo con estudios estratigráficos y paleontológicos de diversos investigadores, entre ellos Edwards (1955), Sergerstom (1956) y Fries (1955). (Fries, 1960).

La FPV fue descrita por Pantoja-Alor *et al.* (1989), posteriormente Martínez y Ramírez (1999) la reconocen como unidad del GB. Esta formación consiste en sedimentos terrígenos continentales fluviolacustres y aluviales, formados por conglomerados, grava, arena, limo, arcilla, marga, caliza y travertino. Se considera un espesor total de 76 m aproximadamente en las cercanías del poblado de Tepexi de Rodríguez, sobreyace discordantemente sobre la Formación Tlayúa y su contacto superior está marcado por una capa conglomerática, sobre la cual descansa discordantemente la Formación Agua de Luna. Martínez y Ramírez (1999), le asignan una edad que varía en el Eoceno a Oligoceno, y de acuerdo con estudios palinológicos y paleobotánicos se identificó que eran depósitos de agua dulce y salobre principalmente lacustres; eran entonces, tres tipos de ambientes: aluvial-fluvial, transicional y lacustre (Pantoja-Alor, 1989,1992; Beraldi, 2003; Carranza, 2001, Martínez y Ramírez, 1999).

La FC fue descrita inicialmente por Fries (1966) que la propone como Formación Zumate, posteriormente Martínez y Ramírez (2000, 2006) y Ramírez-Arriaga *et al.* (2006) la incluyen dentro GB del como FC. Esta formación se conforma por rocas clásticas en su parte inferior, cuya litología varía de conglomerados a lutitas, seguida o intercalada de caliza lacustre, pedernal y marga con diferentes proporciones de óxido de hierro, arcillas y limo, la parte superior se conforma por yeso de distinto grado de pureza; se calcula un espesor total de 500 m; de acuerdo con Fries (1966) *in* Ramírez Arriaga *et al.* (2006) sobreyace a los grupos Tepexco e Ixtlilco. Se identifica con base a relaciones estratigráficas en el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. Los ambientes de depósito se identifica con ambientes someros lacustres, bajo condiciones xerófilas, de acuerdo con registro fósiles (Ramírez Arriaga *et al.*, 2005; 2006; Martínez y Ramírez, 2006).

2.3.4.1.4 Formación Tehuacán (50– 0.7 ma)

Aguilera (1906) es quien por primera vez describe a los sedimentos que afloran en el Valle de Tehuacán, considerándolos como partes de rocas Cretácicas, posteriormente Calderón (1959) es quien se refiere a estos sedimentos como la Formación Tehuacán (FTeh) describiéndola como una secuencia de calizas travertinosas, conglomerados, limolitas, capas de yeso y nódulos de calcedonia. Hernández Estévez (1980) menciona sedimentos continentales lacustres, conformado por rocas conglomeráticas de clastos calcáreos, travertino, limo y yeso (Dávalos, 2006; Durán Torres, 2007).

Esta formación es el relleno principal del Valle Tehuacán; en su parte inferior y media tiene capas con estratificación delgada a media de caliza lacustre, arenisca y limolita, que intemperizan en color amarillo, así como lutita amarilla y lodolita verde intercaladas; estas rocas presentan diferentes grados de disolución, recristalización y silificación; en su cima hay lodolita verde y yeso fibroso con horizontes tobáceos intercalados. La toba es de color verde, con variables grados de compactación, es denso, laminar y tiene huecos por alteración de minerales, de textura porfídica, con fenocristales euhédricos de biotita y líticos de una roca silícica. En las capas subyacentes hay enriquecimiento de sílice, en forma de pedernal verde; la base de esta unidad no se documenta ya que se encuentra cubierta por sedimentos de la Formación Altepexi (Dávalos, 2006, 2007).

Estratigráficamente la FTeh descansa discordantemente sobre formaciones del Cretácico Temprano, entre ellas FMi, Cipiapa, FZa y FSJR, se correlaciona cronoestratigráficamente con la FH. Se le asignó una edad que abarca del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano, y que puede tener alcance hasta el Mioceno Medio, debido a fechamientos K-AR, de muscovita y biotita, Nieto *et al.* (2006) determina edades entre 50 a $27.1 \pm$ hasta los 0.7 Ma (Dávalos, 2006; Durán Torres, 2007).

El ambiente de depósito corresponde a una secuencia continental lacustre, donde la depresión, el Valle de Tehuacán era del tipo endorreico, esta característica se debe al sistema de falla de Oaxaca; donde al finalizar la Orogenia Laramide se depositaron grandes espesores de conglomerados y demás materiales acarreados por actividad fluvial. Los lagos existentes tenían tirantes de agua variables, lo que producía episodios evaporíticos y depósitos de lodolita (Dávalos, *op.cit*; Durán Torres, *op.cit.*).

2.3.4.1.5 Formación Tilzapotla (35.6 – 34.3 ma)

La Formación Tilzapotla (FTi) fue descrita inicialmente por Fries (1960), posteriormente Morán *et al.* (1998, 2004) complementan la descripción nombrándola también como Ignimbrita Tilzapotla. Fries (1960) la describe como afloramientos extensos de brecha tobácea situados en las cercanías de la localidad de Tilzapotla; la brecha tobácea es de color parduzco rojizo oscuro, muy bien cementada y de grano grueso, con fragmentos de hasta 30 cm; la estratificación es gruesa o masiva que es difícil de distinguirse en los afloramientos, está interestratificado con toba riolítica en la parte superior del GB, lo que representa ceniza llevada por las corrientes desde el centro eruptivo (Fries, 1960; Morán *et al.*, 1998).

Morán *et al.* (2004) agregan que la FTi está representada por toba vítrea-cristalina, con cuarzo y plagioclasa, sanidino y biotita euhedral, la fracción lítica está dominada por fragmentos criptocristalinos y en menor proporción por fragmentos de lava. Distingue tres facies: *intra*-caldera, con un espesor de 600 m y se trata de depósitos masivos de tobas dacíticas; *extra*-caldera, con espesor máximo de 50 m, y que, decrece al norte, con abundantes fragmentos de caliza y rocas volcánicas en menor proporción soportados por matriz; y las brechas de colapso, con espesores de 100 m, que están representados por acumulaciones de brechas intercaladas de ignimbritas.

La FTi descansa concordantemente con las capas superiores del GB, ya que su depósito fue contemporáneo al cese de sedimentación, el contacto entre ambas formaciones es ligeramente inclinado, en excepción de contactos con estructuras, donde el buzamiento es mayor; el contacto superior es discordantemente erosional en cualquier parte. Su formación se debe al episodio volcánico más grande relacionado al colapso de la Caldera Tilzapotla; las dataciones K-AR y AR-AR, determinan una edad correspondiente al Eoceno, es decir, entre 34.3 – 35.6 Ma, esta formación se correlaciona con el volcanismo del Grupo Pachuca, con la serie volcánica Xochiltepec y el volcanismo de Taxco (Fries, 1960; Morán *et al.*, 2004).

2.3.4.1.6 Grupo Buenavista (30.5±1.1 y 24.8 ma)

El Grupo Buenavista (GBu) fue descrito por primera vez por Fries (1960) como una sucesión volcánica gruesa compuesta por lavas, brechas y tobas de composición andesítica,

posteriormente de Cserna y Frías (1981) le asignan la jerarquía de formación; y Morán *et al.* (1998, 2004) modifican la descripción y determinan que esta formación es predominantemente dacítica, y señalan que aún podría conservar el termino de Grupo Buenavista (Fries, 1960; Morán *et al.*, 2004).

La secuencia volcánica del GBu, está constituido principalmente por ignimbritas y flujos de lava con un espesor máximo de 900 m, consiste en unidades dacíticas y caracterizadas por la presencia de biotita euhedral; además de contener fenocristales de plagioclasa, cuarzo, y feldespato. Esta secuencia predominantemente dacítica tiene textura porfídica con fenocristales de sanidino, plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo, y en buena medida una cantidad considerable de xenocristales de clino y ortopiroxena; esta secuencia es la base del GB, mientras que su parte superior se conforma con intercalaciones de ignimbritas con abundante pumicita que contiene cuarzo, sanidino y biotita. Las dataciones de hornblenda y plagioclasa con el método K-AR, sugiere una edad para ambas unidades, de 30.5 ± 1.1 y 24.8 ± 1.3 Ma, respectivamente, para cada mineral. La edad y los flujos lávicos del GBu sugieren que su formación es posterior a la actividad de la Caldera Tilzapotla; sobreyaciendo discordantemente sobre calizas de la FZI, FTi y la Formación Cuernavaca, y por tanto, se considera a esta unidad con una edad comprendida en el Paleógeno - Oligoceno (Morán *et al.*, *op.cit.*).

2.3.4.1.7 Tobas basálticas y basaltos (5 – 3.5 Ma)

Estos depósitos se emplazan al N del valle de Tehuacán, sin embargo, estos productos basálticos se han considerado como parte de dos campos volcánicos que se extienden desde la Presa el Valsequillo hasta el Valle de Tehuacán, y el cual se conforma por 10 conos cineríticos asociados a derrames de monogenéticas dispersas, durante la actividad del ENT (Silva, 2010).

2.3.4.2 Cuaternario

2.3.4.2.1 Formación Coatzingo (29.9 - 0.8 Ma)

La formación Coatzingo (FCo) fue propuesta por primera vez con el nombre de Formación Tehuitzingo por Calderón (1956), posteriormente fue elevada al rango de Grupo; Fries (1960) la considera dentro del GB, Pantoja-Alor *et al.* (1989) la denomina como parte de la FPV, caracterizándola como conglomerados, gravas, areniscas, limos, arcillas y calizas lacustres; mientras que Magallón y Cevallos (1991, 1993), Martínez y Ramírez (1999), Ramírez y Cevallos (2000, 2002) la consideran como rocas volcanoclásticas con restos fósiles de plantas; y finalmente Canadell y Cevallos (2002) y Silva (1998) proponen el término FCo (Beraldi *et al.*, 2006; Silva, 2010).

Se distribuye en el área de Huehuetlán-Tepexi al NW del área de estudio, y se define como una sucesión que incluye de la base a la cima areniscas tobáceas, lodolitas tobáceas, rocas volcano-sedimentarias, tobas y calizas lacustres con pedernal; las calizas son de carácter oolítico propiciado por la naturaleza del embalse de agua que tenía un reducido tirante de agua. En algunas áreas consiste de conglomerados de color verde con clastos volcánicos, clastos de sílice lechoso, y clastos de serpentinita subredondeados a redondeados, en una matriz arenosa con cementación de carbonato de calcio; además de areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada, lodolitas tobáceas y concreciones discoidales calcáreas. De acuerdo con su estratigrafía, se depositó en una cuenca de relleno deficitario, con un cuerpo de agua de tirante de agua reducido, y que, contemporáneamente ocurría volcanismo explosivo; en ocasiones sufría de temporadas de estiaje, con lo que se favoreció la colonización de comunidades vegetales, y la evaporación favoreció la presencia de yeso y rizolitos. La característica de que el embalse lacustre sufría de temporadas de sequía también se refleja en la presencia de huellas y esqueletos de vertebrados que lo habitaban en esos periodos (Silva, 2010).

La FCo se encuentra interdigitada con las Formaciones Tepexi y Puerto El Gato, subyace concordantemente con la Formación Ajamilpa; es correlativa con la FPV. De acuerdo con fechamiento K-Ar de 29.9 - 0.8 Ma, por lo que se sitúa en límite del Eoceno-Oligoceno, tiempo en el cual comenzó su aparente acumulación (Silva, 2010).

2.3.4.2.2 Tobas Andesíticas – Andesitas del Citlaltépetl (Aci) (0.65±0.71 - 0.25 ma)

El material volcánico localizado al NE del área de estudio cubre la porción N del Valle de Tehuacán, el cual proviene de eventos volcánicos del Citlaltépetl; estos depósitos volcánicos significan el límite del volcanismo del ENT producto de las primeras etapas eruptivas de construcción y destrucción del domo Torrecillas, que inició su formación 0.65±0.71 - 0.25 Ma (Macías, 2005).

Los depósitos Pleistocénicos - Holocénicos se caracterizan por ser material no consolidado e ignimbritas de bajo grado, originalmente Wright *et al.* (1980), *in* Carrasco y Rose, 1995) la define como escorias, pumicitas, cenizas y flujos, posteriormente la el mismo autor la define como flujos piroclásticos, con proporciones considerables de escoria andesítica y pumicita, por lo que Carrasco y Rose (1995) proponen nombrarla como Ignimbrita Citlaltépetl. Litológicamente se define como basaltos y andesitas con olivino, seguido de andesitas con piroxeno, brechas de anfíboles dacíticos alternados de ignimbritas (Carrasco y Rose, 1995; Carrasco, 1997).

Monroy y Sosa (1984) *in* Silva (2010) proponen que estos depósitos volcánicos son sucesiones de andesitas fracturadas rellenas de óxido de hierro y manganeso.

2.3.4.2.3 Aluviones del Cuaternario (QAL) (0.010 ± 0.012 Ma)

Los depósitos recientes son de carácter aluvial, aunque también se encuentran depósitos de travertino, desarrollos edáficos y caliches, se localizan principalmente en depresiones, en los valles intermontanos amplios y en las principales corrientes fluviales a manera de relleno, producto de la erosión de las unidades pre-existentes, compuestos de materiales heterométricos, subredondeados a redondeados de diferentes litologías (Durán Torres, 2007; Silva, 2010).

El mapa geológico (figura 2.7) y la columna estratigráfica (figura 2.8) indican las formaciones descritas del área de estudio distribuidas de acuerdo a su localización en el terreno tectonoestratigráfico correspondiente.

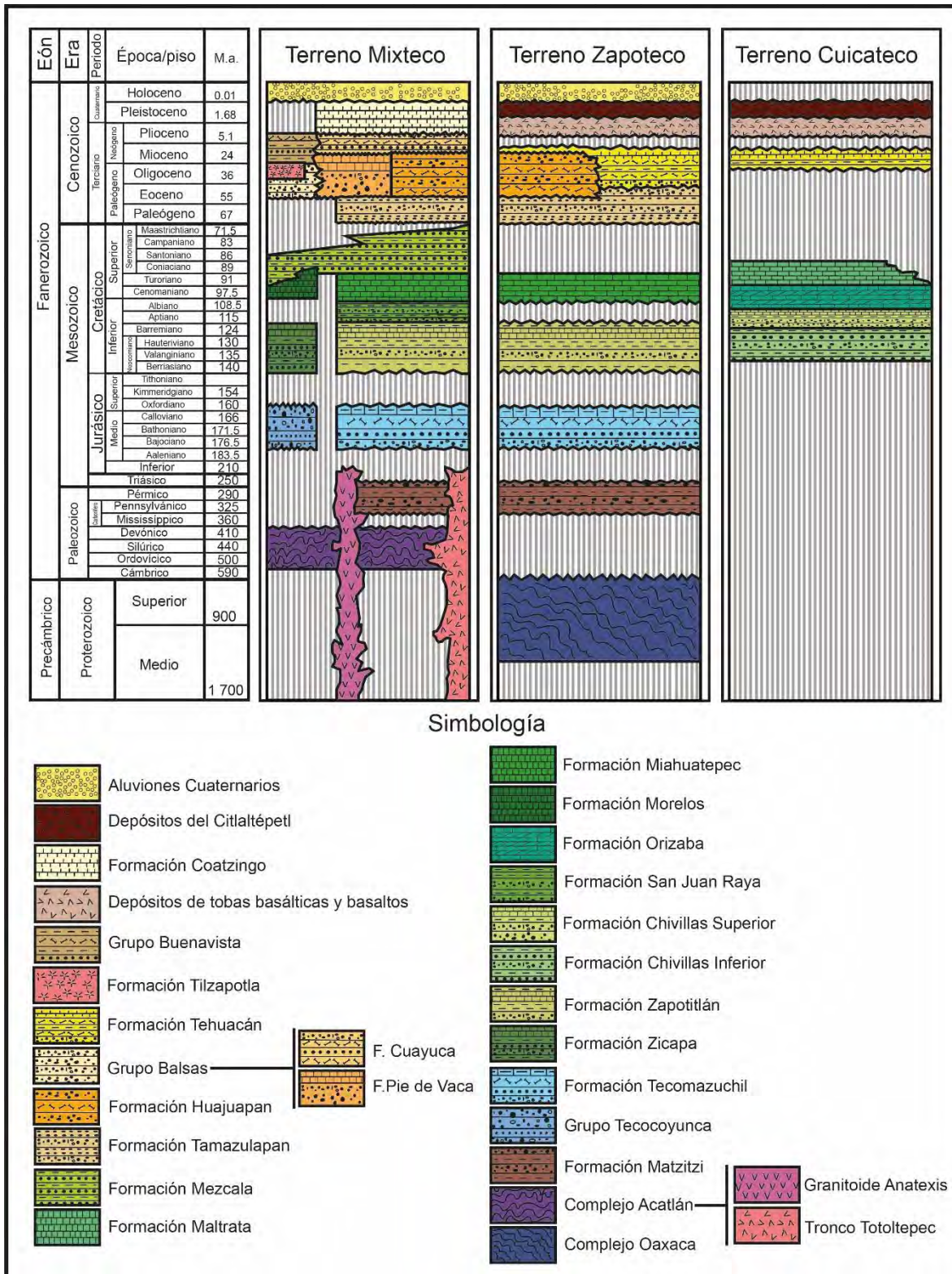


Figura 2.8 Columna estratigráfica del área de estudio con base en las cartas 1:250 000 Orizaba (2001) y Cuernavaca (1998) del SGM y de los artículos y tesis consultados.

2.4 Evolución Tectónica

En el contexto geotectónico de América del Norte; México y Centroamérica (Mesoamérica) son relativamente jóvenes en relación a su disposición con el resto del continente; su ensamble tectónico comienza durante Proterozoico Tardío y Paleozoico Temprano, aproximadamente hace 1 600 a 1 100 Ma; cuando gran parte de Norte América había acrecionado (Sedlock *et al.*, 1993). De acuerdo, con los modelos tectonoestratigráficos propuestos por Campa y Coney (1983, 1987), Sedlock *et al.* (1993), y posteriormente Dickinson y Lawton (2001), los terrenos tectonoestratigráficos como propone Jones *et al.* (1972, 1977) *in* Longoria (1993), se deslizaron sobre la astenosfera hasta formar lo que hoy se reconoce como Mesoamérica, desde el Permo-Triásico al Paleógeno y la posterior deformación Laramídica hasta llegar al Holoceno (Sedlock *et al.*, 1993; Morán *et al.*, 2005; Santamaría, 2009).

Al SE del cratón Norteamericano (Laurencia), existe evidencia del margen pasivo que se extendía desde el E al N del actual estado de Georgia, hasta el W al S del estado de California, donde se emplazaba el sistema orográfico conocido cinturón el orogénico Ouachita – Marathon (figura 2.9), desarrollado a finales del Ordovícico, por la subducción del margen meridional de Norteamérica por el acercamiento y precolisión con Gondwana (Morán, 1986; Sedlock *et al.*, 1993). Este punto de partida geotectónico es significativo, ya que a partir del acercamiento de las masas continentales se desarrollarían procesos como acreción, *rifting*, levantamientos, arcos volcánicos; entre otros; y que darían forma al territorio mexicano. Durante millones de años, los procesos erosivos en el cinturón orogénico Ouachita - Marathon, dieron lugar a la sedimentación geosinclinal, que marca el punto de referencia en la formación de los terrenos tectonoestratigráficos del N de México, procesos casi paralelos temporalmente, y que, hasta el Paleozoico Tardío, cuando inicia el traslado y posterior colisión entre Gondwana y Laurencia, en la conformación de Pangea, y que se amalgamarían con los terrenos que tuvieron su origen en Gondwana (Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001).

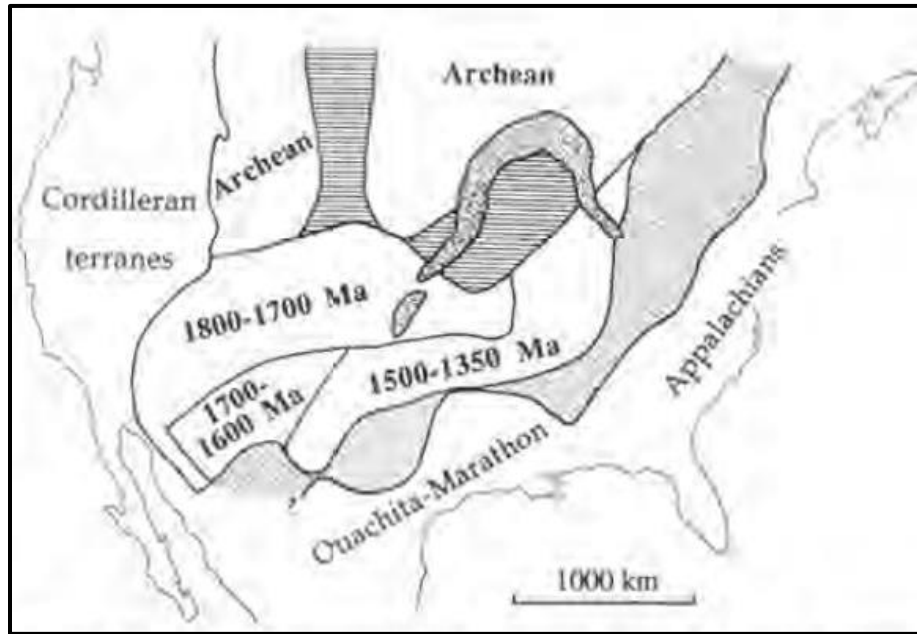


Figura 2.9 Cratón Norteamericano acrecionado hace 1 Ga, al s el cinturón orogénico Ouachita-Marathon (Sedlock *et al.*, 1993).

2.4.1 Precámbrico – Triásico Medio

La evolución tectónica del área de estudio, inicia con la etapa de sedimentación “miogeosinclinal” del CO, descrito por Ortega (1981a), en publicaciones posteriores, Ortega *et al* (1995), *in* Keppie (2008), define a esta porción de corteza como *Oaxaquia*, que se restringe solamente a los complejos Oaxaqueño, Huiznopala y Novillo, y que esta correlacionado con los TMA y terreno Chortis (TCho), con una edad aproximada de 1 Ga; y que también se reconoce como la formación más antigua que conforma a los terrenos mesoamericanos.

Oaxaquia, como los demás terrenos mesoamericanos, tiene su origen en el Precámbrico y Paleozoico Temprano, ya que, como se mencionó, la edad de sus rocas más antiguas es de 1 Ga, y se interpretan como secuencias arrecifales que se correlacionan faunísticamente con Gondwana; sin embargo, de acuerdo con el paleomapa producido por Scotese y McKerrow (1990), *in* Sedlock *et al.* (1993), el CO se localizaba cerca de Canadá contiguo a Escandinavia durante el Proterozoico hasta el Cámbrico en la apertura de *Iapetus*, hace 1 300 a 1 100 Ma, de igual modo, registros paleontológicos relacionan este complejo con la fauna en Argentina, según Daziel (1991) *in* Sedlock *et al.* (1993). Por lo que

el CO, en ambas paleoconstrucciones estaba ubicado al SW de Norteamérica, siendo la unión con Canadá, Escandinavia y la Patagonia (Sedlock *et al*; *op.cit.*; Keppie, 2008).

El Miogeosinclinal Oaxaqueño (figura 2.10) se desarrolló en un mar somero y cálido cubriendo una plataforma continental granítica en subsidencia, o bien, como un desgarre continental (*rift*) invadido por aguas marinas u ocupado por extensos lagos donde se acumularon secuencias de detrítico-evaporíticas. La edad para esta primer etapa evolutiva se desconoce debido a su profunda transformación, sin embargo, Anderson y Silver (1971) proponen que la edad mínima para la secuencia de la sedimentación corresponde a su más intensa deformación, hace 1 080 Ma. Del mismo modo, el metamorfismo granulítico que afectó al CO parece haber borrado toda huella de edad magmática de sus ortogneises anortosíticos y graníticos, geoquímicamente no se puede comparar con asociaciones calcialcalinas de regiones orogénicas clásicas del pasado y del presente. Las rocas charnockitizadas sugieren ambientes intracontinentales en distensión para su génesis. Windley (1977) expone que los grandes plutones anortosítico de la Provincia Grenville, así como rocas ácidas y potásicas, se han interpretado como producto del magmatismo asociado a *rifts* continentales (Ortega, 1981a).

Las litologías originales de los paragneises del CO tienen similitud con los del Supergrupo Grenville de la Provincia Grenville del Canadá. Por ello, la edad del Supergrupo Grenville se toma como referencia para su datación, por lo que Silver y Lumbers (1966) proponen una edad alrededor de los 1 300 Ma, y que, probablemente queda comprendida entre los 1 500 y 1 200 Ma; según Wynne-Edwards (1972), sus unidades más distintivas son mármol calcítico y dolomítico, calsilicatas, cuarcitas y gneis pelítico. Se puede considerar que grandes volúmenes de rocas sedimentarias y magmáticas agregados a la corteza de la región oaxaqueña representan un intervalo del Eón Proterozoico que cubre unos 500 Ma (1 600 – 1 100 Ma), no hay evidencia que indiquen la formación de corteza tipo oceánica, ni su secuela de magmatismo asociado a la implícita destrucción en una antigua zona de subducción (Ortega, 1981a).

Al terminar el Proterozoico Medio, inició la actividad tectónica principal, conocida como la Orogenia Oaxaqueña que deformó y granulizó a las rocas sedimentarias y magmáticas del CO, y que, se refleja en una fase de gran ductilidad, en la que se formaron pliegues isoclinales de flujo y cizalleo, con una amplitud muy grande, asociado a ello, se produjo foliación axial y una lineación que es paralela a los ejes de los plegamientos, y la posterior milonitización post-Orogenia Oaxaqueña; el metamorfismo alcanzó facies

granulíticas, lo cual refleja que se desarrollaron fenómenos tectonotérmicos (Ortega, 1981a).

El proceso tectónico de metamorfismo y deformación del CO culminó en la parte inferior de la corteza continental, a temperaturas de 700°C, a presiones superiores de 5 kb y en ambientes geoquímicos deficientes o de fluidos acuosos, relativamente ricos en CO₂ y otros gases reductores. El metamorfismo terminó hace 1 090 - 1030 Ma, cuando se registró un periodo de enfriamiento regional hasta finales de Proterozoico. Sin embargo al N y E sufrió de un intenso metamorfismo fundamentalmente cataclástico, por lo que parte de los gneises se convirtió en una formación microbandeada de milonitas y ultramilonitas, que posteriormente fueron recrystalizadas en facies de esquistos verdes y en su parte inferior en anfibolitas; por último, el ciclo tectónico del CO finaliza con el levantamiento, erosión y enfriamiento progresivo de la Faja Estructural Oaxaqueña, hasta quedar expuestos sus niveles más profundos al comenzar el Paleozoico (975 – 570 Ma) (Ortega, 1981a).

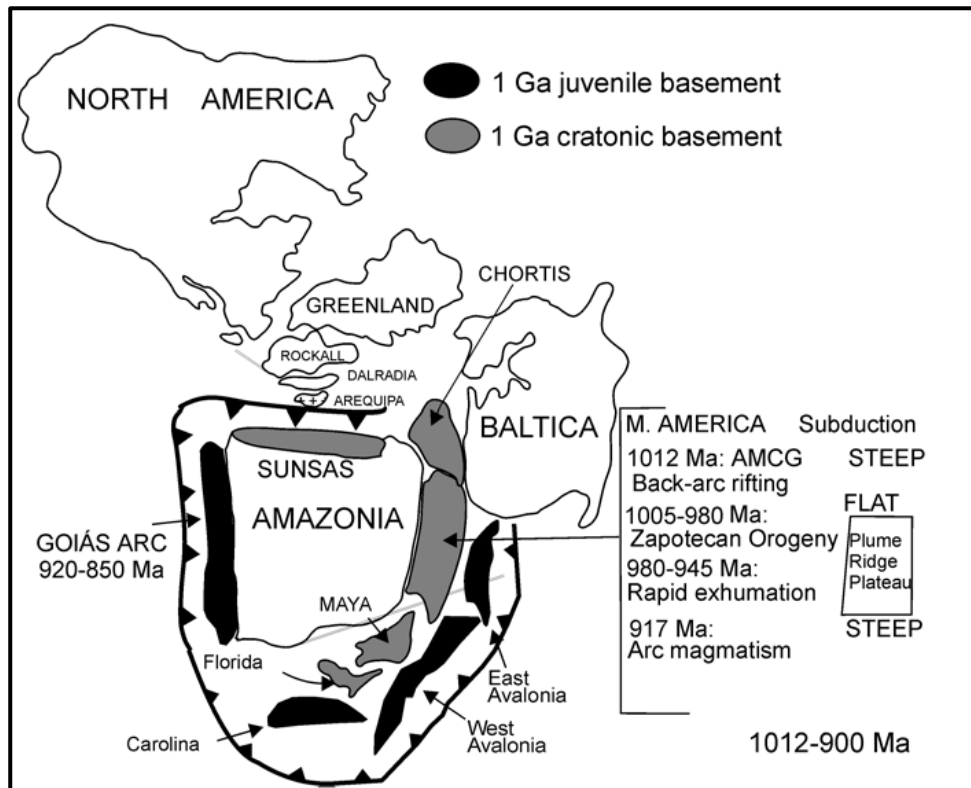


Figura 2.10 Reconstrucción de hace 1 012 – 900 Ma de Oaxaca y demás terrenos mesoamericanos se representan de color gris como basamento cratónico, y de negro representa a los terrenos más jóvenes que corresponden a los arcos volcánicos producidos por subducción, modificado por Ortega-Obregón *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; y Keppie *et al.*, 2004 (Keppie *et al.*, 2008).

Posterior a la formación del CO (figura 2.11), en el margen oriental del mismo se depositaron una secuencia eugeosinclinal, controlada por procesos relacionados a la tectónica de placas, y que es ligada a la evolución del océano proto-Atlántico, y afín con la Faja Estructural Apalachiano-Caledoniano con la que guarda un aparente paralelismo en cuanto a la historia de su deformación; por lo que es reconocido este ciclo tectónico como Premississíppico (Ortega, 1981a, 1981b; Keppie, 2008).

El ciclo tectónico del CA (figura 2.11) se desarrolla desde hace 600 a 300 Ma, iniciando con la sedimentación eugeosinclinal relacionada con la apertura y clausura de la cuenca oceánica por la colisión continental; que comienza con la apertura del océano proto-Atlántico, de acuerdo con Wilson (1966) o *Iapetus* de acuerdo con Harland y Gayer (1972) in Ortega (1981a). La secuencia está representada en el SPet, que consiste en grauvacas polideformadas y metamorfoseadas en diferentes grados desarrollados durante el Jurásico; es un proceso acompañado de *rifting* continental; provocado por la expansión del océano y por tanto, de otros procesos sintectónicos. El metamorfismo de esta secuencia se reconocen como los GES y FX; que representan magmatismo orogénico posiblemente de un arco continental y depósitos clásticos de un margen convergente; implicando la desintegración de una cuenca oceánica o mar marginal, siendo un mecanismo tectónico de convergencia litosférica en una antigua zona de subducción inclinada de E a W (Ortega, *op.cit.*; Keppie, 2008).

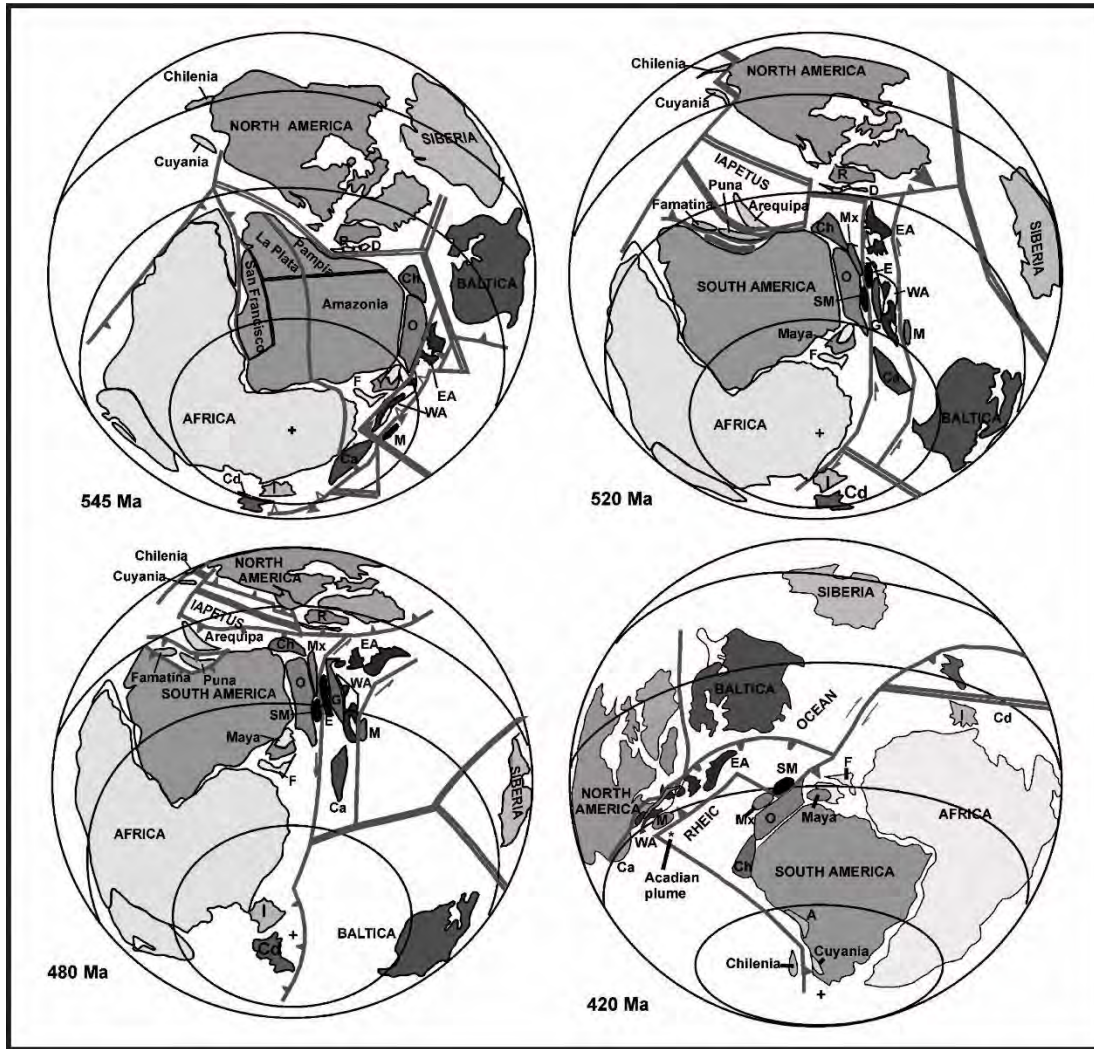


Figura 2.11 Reconstrucción de 545 – 420 Ma, posición de Oaxaquia (O) y el Terreno Mixteco (M). Las líneas paralelas indican límites divergentes, las líneas dentadas indican convergencia o subducción, y las líneas solas indican fallas transformantes, modificado por Keppie y Ramos (1990) y Keppie et al. (2003) in (Keppie et al., 2008).

La FX y los GES, no solo representa el inicio de la deformación y metamorfismo del CA, como proceso de divergencia tectónica, sino también con la posterior eclogitización de su ofiolitas, indicando la aparente clausura de *Iapetus*, dando lugar a la FTec.

Posterior al desarrollo de los depósitos del eugeosinclinal Mixteco, y sobreyaciendo se encuentra la FCos, que es interpretada como depósitos de antearco de una trinchera, o bien, como el levantamiento de un prisma de acreción continental, adyacente a los terrenos mesoamericanos, y que, descansa discordantemente la FTec, implicando un ambiente de alta energía, siendo una posibilidad una línea de costa, con evidencia de depósitos de metaconglomerados, pelitas carbonosas y fósiles calcáreos, con alcance estratigráfico del

Cámbrico al Devónico, lo que consolida a este ciclo tectónico, el del CA como premississípicos (Ortega, 1981a; Keppie, 2008).

Con la clausura de *Iapetus* (figura 2.12), el régimen tectónico compresivo por el acercamiento de dos masas continentales generó levantamientos, metamorfismo y deformación en las rocas, acompañado de una gran cabalgadura. El rápido engrosamiento de la corteza perturbó la estructura térmica, provocando metamorfismo, en condiciones de 8-12 kb y 500-550° C, para el evento de alta presión y de 5-6 kb y 700-750°C, para el evento de alta temperatura, de acuerdo con Ortega (1974, 1975, 1979, 1981) *in* Ortega (1981a); a este ciclo tectónico, según Ortega *et al.* (1999), se le conoce como la Orogenia Acateca durante el Ordovícico Tardío, y como Orogenia Mixteca en el Devónico (Ortega, 1981a; Keppie, 2008).

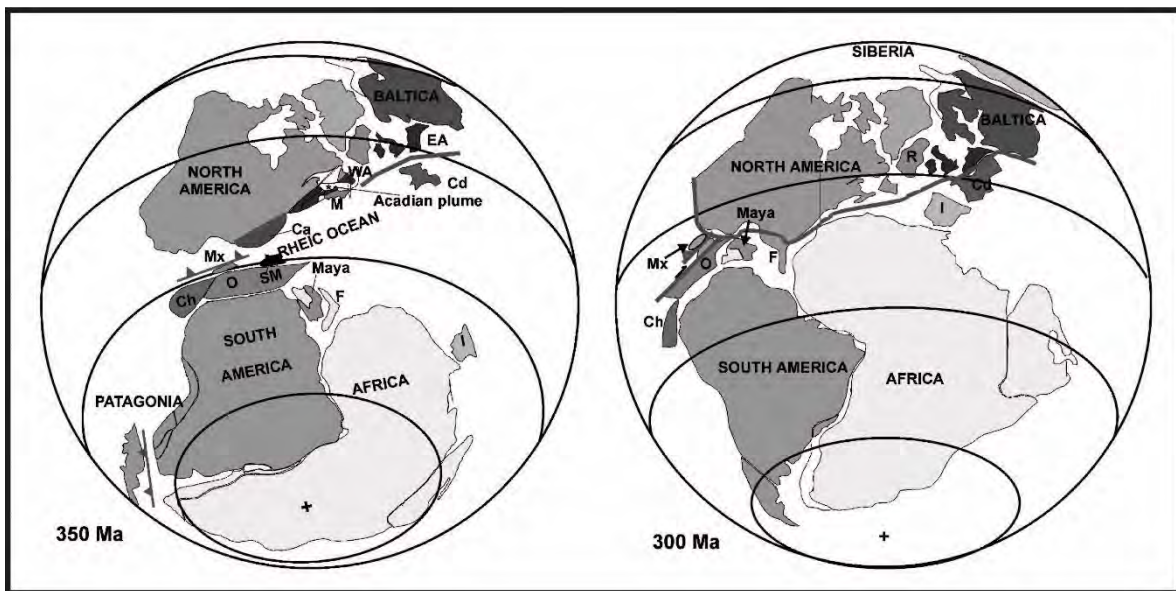


Figura 2.12 Clausura de *Iapetus* o el Océano *Rheico* (proto Atlántico) y acercamiento de Gondwana a Norteamérica, modificado por Keppie y Ramos (1990) y Keppie *et al.* (2003) *in* (Keppie *et al.*, 2008).

La presencia similar de rocas marinas y continentales superficiales del Permo - Carbonífero indican que el CO y CA, se acercaron por medio de una falla lateral derecha, provocando obducción entre ambos complejos, y que clausuraron el antiguo océano representativo de la Orogenia Acadiana del cinturón Apalachiano, con una edad obtenida por Cserna *et al.* (1980) de 386 Ma, en el Devónico Temprano, sobreyaciendo sobre ellos

la FMat, como sutura ofiolítica en diversos grados de metamorfismo (Ortega, 1981a; Keppie, *op.cit*; Sedlock *et al.*, 1993).

La localización de los TM y TZ, o el Bloque Sur de acuerdo con Dickinson y Lawton (2001), durante el Paleozoico Tardío en su colisión, se han interpretado al SE del cratón Norteamericano y NE de Gondwana, junto a los demás terrenos mesoamericanos como el TMa y TCh; y que siguieron desplazándose hacia el N durante el Jurásico Medio, creándose una o más zonas de subducción entre Gondwana y la margen pasiva de Laurentia. Durante esta subducción se desarrolló una trinchera y un arco magmático a lo largo del margen septentrional de Gondwana, y que producirían intrusiones y metamorfismo al N y S de la trinchera; este evento fue acompañado de sedimentación sinorogénica durante el Paleozoico Tardío, siendo mayor la subducción de Gondwana con respecto a Laurentia; de este modo los bloques o terrenos fueron deformados y acrecionados cerrando y consumiendo la cuenca de mar marginal de *Iapetus* o el Proto-Atlántico (Sedlock *et al.*, 1993).

La convergencia entre Norteamérica y Gondwana (figura 2.13) resultó en el consumo de corteza oceánica en el Mississippico al Pérmico Medio, conformando de este modo a Pangea, este evento tectónico se le conoce como la orogenia Alegría. El Bloque Sur fue superpuesto por rocas siliclásticas de origen marino y continental, posiblemente de origen arrecifal del Carbonífero – Pérmico, pero este estrato no corresponde con la posición de los TZ y TM, con respecto de otros bloques de Pangea, estos terrenos sufrieron intrusiones por granitoides pérmicos, lo que implicaba la cercanía de un arco magmático. La subducción de la corteza oceánica implica el engrosamiento al S y W de los fragmentos continentales, el desarrollo de arcos de islas y la interrupción de la cuenca, y por tanto, la migración del arco magmático de acuerdo con la subducción (Sedlock *et al.*, *op.cit*).

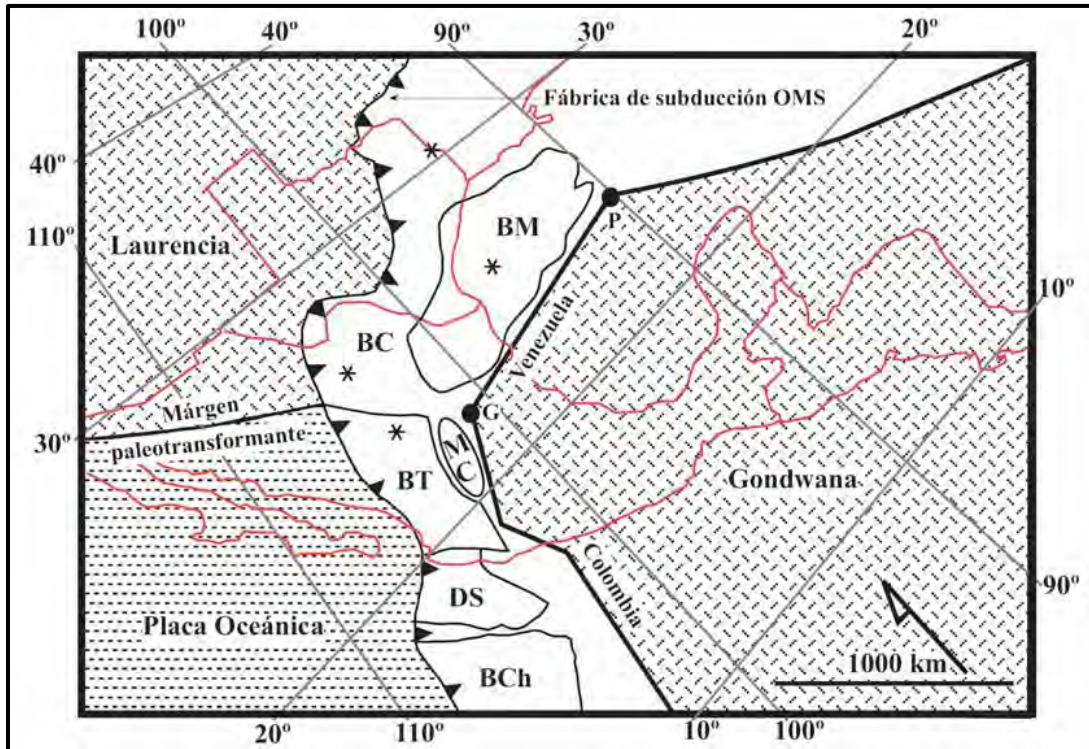


Figura 2.13 Colisión entre Gondwana (Sudamérica) y Laurentia (Norteamérica). Las líneas dentadas indica la sutura entre los continentes, mientras que la línea gruesa indica el límite del basamento de Gondwana y la línea delgada de orientación NE-SW es la falla transformante Mojave-Sonora. Abreviaciones: DS Bloque del Sur (Oaxaquía y terreno Mixteco), BC Bloque Coahuila, BM Bloque Maya, MC Macizo de Chiapas y BT Bloque Tampico y BCh Bloque Chortis, de acuerdo con Dickinson y Lawton (2001) (Godínez, 2006).

En el periodo que comprende el Permo – Triásico, se desarrolló un arco magmático continental en el margen occidental de Pangea, en el NW de Sudamérica del Pérmico Temprano al Tardío, y en el SE de Norteamérica en el Pérmico Tardío al Triásico Temprano. Este nuevo episodio magmático se originó por la subducción de una o varias placas litosféricas oceánicas del Paleo-Pacífico (Farallón) que subducieron por debajo del margen occidental de Pangea; es contemporáneo del cese de la convergencia de Sudamérica con Norteamérica, por lo que se refleja una mayor reorganización de las placas.

2.4.2 Modelos paleogeográficos de Oaxaquia en el ensamble tectónico de Pangea durante el Pérmico Temprano

De acuerdo con la información paleomagnética, evidencia paleontológica y registros estratigráficos se han propuesto dos modelos acerca de la ubicación de Oaxaquia y los demás terrenos mesoamericanos en el periodo comprendido del Proterozoico Tardío al Pérmico Tardío, destacando al Pérmico Temprano como punto temporal clave para la reconstrucción tectónica y evolución de Pangea, y posteriormente, del ensamble de Mesoamérica.

El primer modelo (figura 2.14), es el propuesto por Scotese y McKerrow (1991), y Scotese *et al.* (de una publicación inédita), quienes publicaron un Paleomapa global de la reconstrucción de las placas tectónicas. El documento propone la cercanía de Canadá con Escandinavia durante el Proterozoico Tardío al Cámbrico en la apertura de *Iapetus*; y que el CO se localizaba en el paleopolo primario de la primer magnetización de los $>40^\circ$ en la franja Grenville de Norteamérica. La información paleomagnética es consistente con la historia tectónica; el CO se formó según los autores, adyacente a las rocas Grenville en el SE de Canadá y S de Escandinavia; reforzando con información con fósiles de fauna similar del CO del Ordovícico Temprano. Por otro lado, Daziel (1991) propone que la provincia Grenville en Norteamérica era cercana a Sudamérica a finales del Proterozoico, encontrando fósiles similares localizados al SW de los Estados Unidos con el E de Patagonia. De este modo, cualquiera de estos modelos proponen que Oaxaquia, o el TZ yacía en el cordón Grenville en el Paleozoico Temprano, y que, hasta el Ordovícico – Silúrico, con la clausura de *Thethys*, el microcontinente fue trasladado al W y S, en la orogénesis Acadiana, y en el Devónico colisionó y amalgamó con el TM. Por último, durante el Paleozoico Tardío, finalmente se amalgamó al SW de Norteamérica (Sedlock *et al.*, 1993).

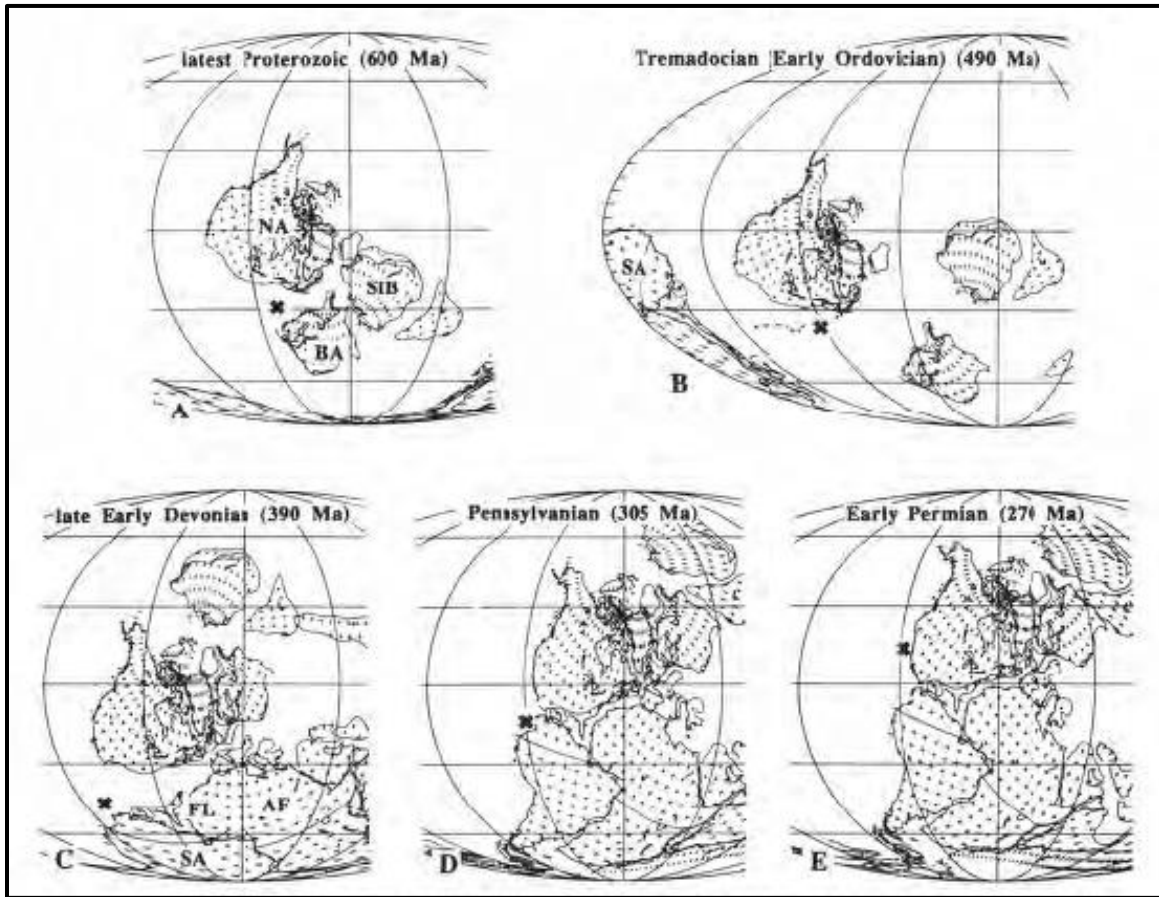


Figura 2.14 El símbolo equis indica la localización de Oaxaquia, en el Proterozoico Tardío, Scotese y McKerrow (1990) proponen la posición inicial de Oaxaquia y su posterior traslado hasta el Pérmico Temprano (Sedlock *et al.*, 1993).

El segundo modelo (figura 2.15), es propuesto por Keppie y Ramos (1999) *in* Keppie (2008), indicando que los terrenos mesoamericanos acrecieron en los márgenes del cratón Amazónico, es decir, al N Gondwana, a lo largo del límite continental - oceánico, que generalmente es una zona de transición; de acuerdo con información isotópica obtenida por Keppie y Ortega (1995) de cortes de rocas ígneas con los métodos de isótopos Sr, Nd y Pb, sumando registros de las rocas de 1 Ga afinidad faunística en las secuencias arrecifales y la presencia de asociaciones de anortosita-charnockitas-mangerita-granítica de aproximadamente 1 008 Ma, y facies de granulita en diferentes grados de deformación entre 1 000 – 980 Ma, lo que implica que todos eran parte de un mismo terreno. Las rocas antes de los 1 100 Ma, representan al episodio de *rifting* y de secuencias arrecifales al N del CO, o la secuencia de un arco magmático, durante el Precámbrico al Paleozoico (Keppie *et al.*, 2008).

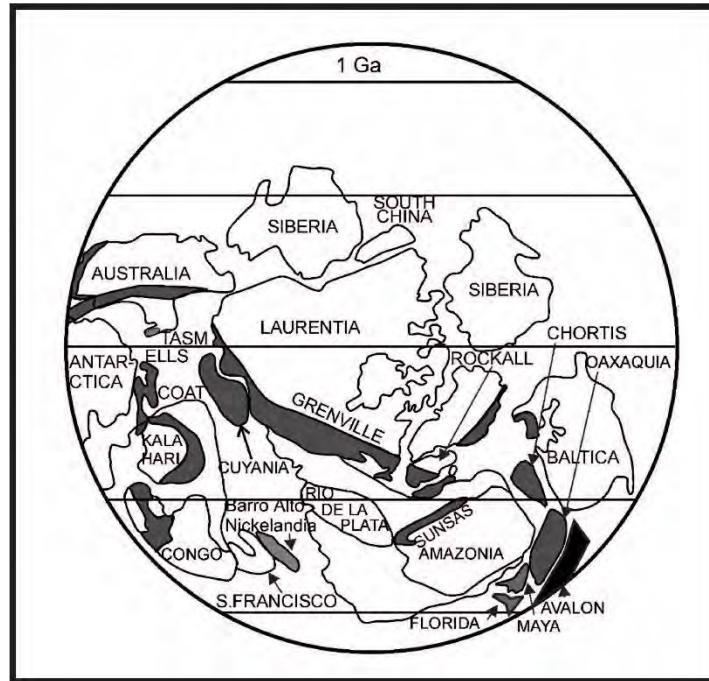


Figura 2.15 Posición de Oaxaquia hace 1Ga, reconstrucción de Rodinia modificada por Keppie *et al.*, 2003 (Keppie *et al.*, 2008).

Dickinson y Lawton (2001) proponen que el NE de México era contiguo subsuperficialmente a la sutura de Texas, y no sobreyaciendo a Sudamérica en la reconstrucción de Pangea, por lo que se interpreta que Gondwana se había desplazado significativamente desde el Paleozoico hasta el Pérmico Temprano, por lo que el S y E de México es considerado como parte de Gondwana y no de Laurentia o Norteamérica como proponen Scotese y McKerrow.

Los terrenos mesoamericanos incluyen rocas de basamento de edad Grenville, además de secuencias del Paleozoico que contienen detritos del basamento antes mencionado, y registran además en sus rocas la amalgamación de secuencias metamorfoseadas de secuencias metasedimentarias. Un último elemento a considerar mencionado por Dickinson y Lawton (*op.cit.*), es la afinidad de alineamientos y fallas inferidas con direcciones que tienden al N representados por cinturones de granito: y que fueron separados durante el desmembramiento de Pangea durante Permo-Triásico. Es significativo mencionar que gran parte de Oaxaquia es dividida en dos por el Eje Neovolcánico, lo que significa un sesgo para la interpretación tectónica, sin embargo, ambas partes el Bloque Tampico y el Bloque Sur como proponen Dickinson y Lawton (2008), contienen rocas de edad Grenville que forman parte de Gondwana. Sumando

registros fósiles demuestran que Oaxaquia se localizaba en el Paleozoico cerca de Laurentia (Dickinson y Lawton, 2008).

Ambas propuestas no han sido aceptadas por completo, por lo que se clasifica a los terrenos mesoamericanos como terrenos sospechosos por la falta de consenso y de evidencias definitivas para constatar su trayectoria, evolución tectónica y su rol en la conformación de Pangea y posterior amalgamación con el cratón Norteamericano.

2.4.3 Triásico Tardío – Cretácico/Paleógeno

2.4.3.1 Apertura del Golfo de México

El desmembramiento o ruptura de Pangea (figura 2.16) empieza en el Triásico Tardío, pero la deriva y separación de las placas Norteamericana y Sudamericana, así como la intervención de la cuenca del Caribe inicia hasta el Cretácico Temprano; con la separación de Pangea inicia la apertura del Océano Atlántico Central y con ello, la apertura del Golfo de México (GdM) que es considerada la parte más occidental de *Thethys* (Sedlock *et al.*, 1993; Stern y Dickinson, 2010).

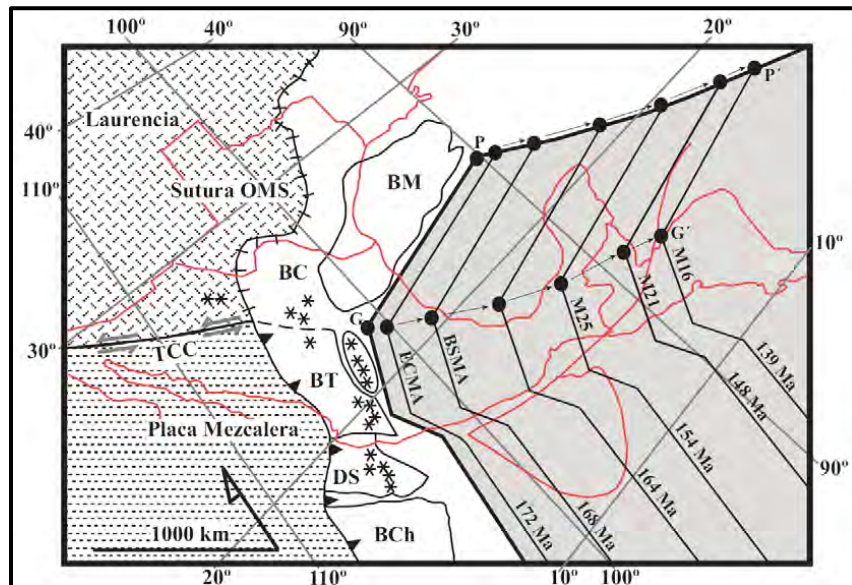


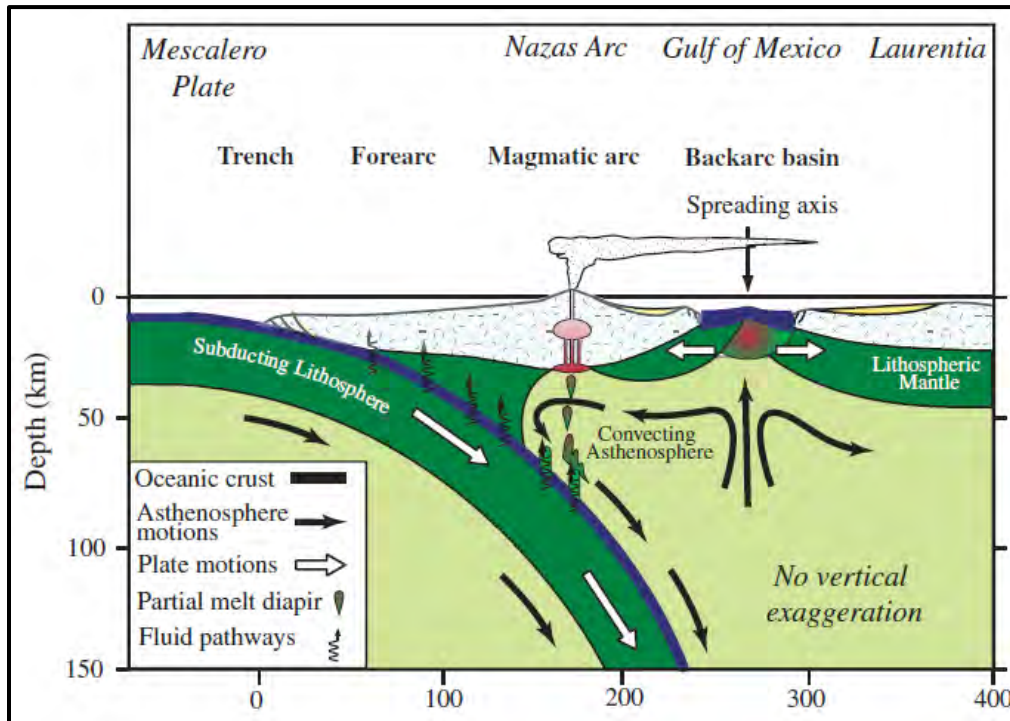
Figura 2.16 Desmembramiento de Pangea. Los asteriscos muestran el arco volcánico formado en el Pérmico por la subducción de Farallón. Las flechas indican el desplazamiento de Gondwana en Ma. Abreviaciones: DS Bloque del Sur (Oaxaquía y terreno Mixteco), BC Coahuila, BM Bloque Maya, MC Macizo de Chiapas y BT Bloque Tampico y BCh Bloque Chortis, de acuerdo con Dickinson y Lawton (2001), (Godínez, 2006).

Ambos cratones se encontraban acomodados heterogéneamente, lo que indicaba que el grosor de la corteza y la profundidad de los basamentos en México, eran estructuralmente inestable por la diferencia de grosor cortical. La apertura del GdM, es un episodio tectónico significativo en la historia geológica del SE de México, ya que durante el desarrollo de apertura, además de la creación de corteza oceánica, significó la rotación del TM, el Bloque Chiapas y el Tcho, y el traslado hacia el SE de los mismos, influyendo en la conformación de la cuenca Caribeña (Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Stern y Dickinson, 2010). Para el área de estudio, este proceso, repercute en las tasas de erosión fluvial en los CO y CA, dando lugar a dos formaciones; la FTe y el GTec, que indican que la actividad de los sistemas fluviales se modificaron, promoviendo la acumulación de materiales en las partes más profundas de las cuencas intramontanas como en la transición de los ambientes marinos y continentales, modificando los patrones de los ríos, creándose ambientes de alta energía (Durán Torres, 2007; Campos Madrigal *et al.*, 2013; Corona, 1981; Ortiz *et al.*, 2013).

Para la apertura del GdM se han propuesto dos hipótesis: la primera propone que los bloques Chiapas y Yucatán estaban encerrados al N del límite de Sudamérica, y fueron acarreados con la traslación de la placa con respecto a Norteamérica; mientras que la segunda propone que este bloque se rompió y separó de los demás, dándole movimiento libre como microplaca, promoviendo de este modo la rotación antihoraria y la posterior apertura del GdM por lo que la segunda hipótesis es más consistente, de acuerdo al rompecabezas tectónico y las evidencias encontradas (Dickinson y Lawton, 2001).

El GdM, está relacionado con la subducción de la placa Mezcalera (placa del Paleoceno) y el estrés extensional con el rompimiento de Pangea, relacionado con la actividad volcánica generada por plumas y la inestabilidad en la corteza (figura 2.17). Cabe mencionar que la persistencia de un arco magmático del Pérmico al Jurásico, y el desarrollo de una triple junta de falla transformante Mojave – Sonora con la subducción de Mezcalera generaron una trinchera en la zona de subducción y la conformación del arco magmático Nazas, localizado al W de los Bloques Tampico; provocando estrés cortical y de este modo la creación de nueva corteza oceánica, es decir, *rifting* y posteriormente *drifting*. La separación del TM y el Macizo Chiapas duró aproximadamente 165 a 135 Ma, durante el Calloviano, de acuerdo con Marton y Bluffer (1994) y de 160 a 137 Ma de acuerdo con Bird *et al.* (2005) in Stern y Dickinson (2010). El GdM es una cuenca trasarco, relacionada al arco magmático mencionado, evidencia de este proceso es el levantamiento de la parte central de Texas, la presencia de plutones ígneos que tienden del Bloque Tampico al Sur y los

lechos rojos localizados a lo largo de la Sierra Madre Oriental, otro hecho fue la interrupción de evaporita del Calloviano, que subyace tanto en Estados Unidos como en Yucatán, lo que implica la extensión de la corteza oceánica; por último el desplazamiento y separación de Yucatán con respecto a Texas, la cual fue trasladada por la Falla Tehuantepec, perpendicular a la Falla Mojave – Sonora, y la posterior rotación de 42° - 60°, de acuerdo con Pindell y Dewey (1982) y Bird *et al.* (2005) in Stern y Dickinson (2010).



2.17 Modelo de subducción de la placa Mezcalero, creando un arco magmático y la cuenca antearco; las flechas blancas indican la dirección de las placas y las flechas negras la dirección del movimiento de la astenosfera (Stern y Dickinson, 2010).

Por lo que desde el Triásico Medio a finales del Jurásico Medio (aprox. 160 Ma) la extensión intracontinental en la región proto GDM, conocida como etapa *rift* fue originada por el magmatismo Nazas. Hace 180 Ma, inicia la generación del piso oceánico en Pangea Ecuatorial, provocando su desmembramiento, abandonando a la placa Africana y a los 160 Ma, abandonando a la placa Norteamericana, según Bird y Burke (2006) in Godínez (2006). Estos eventos provocan el desacoplamiento de Gondwana, y el traslado a los Bloques Tampico y del Sur hacia el E, aproximadamente 375 – 400 km a una paleoposición al W de su posición original. También sufrieron rotación antihoraria de 30° producto del desplazamiento al E; el desplazamiento de ambos bloques generaron la formación de la dorsal del Caribe, y así el desacoplamiento del Bloque Maya. Finalmente, aproximadamente

hace 140 Ma (figura 2.18), se completa la formación de la cuenca del GdM, cesando de este modo la rotación del TM y el Macizo de Chiapas (Godínez, 2006).

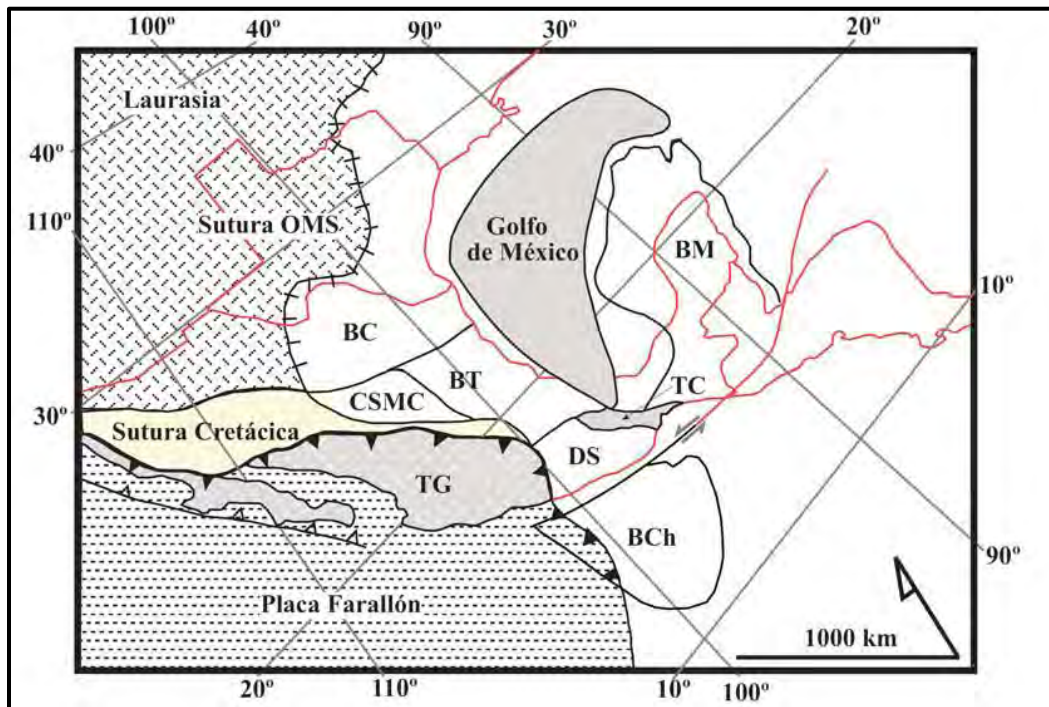


Figura 2.18 Desacoplamiento y posición del Bloque Maya 140 Ma dando lugar a la cuenca del Golfo de México (Godínez, 2006).

2.4.3.2 Separación de Gondwana de Laurencia

En el pre Cretácico, los registros estratigráficos indican que el *rifting* y *drifting* de Gondwana con respecto a Norteamérica ocurrió en dos etapas: la primera, el *rifting* ocurre durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano en la región del GdM, formando un graben o un casi graben, que fueron rellenados por lechos rojos y rocas volcánicas, el clímax de esta etapa ocurre con la extensión cortical durante el Jurásico Medio, que se interpreta como el ascenso regional de la astenosfera por debajo de México y el Golfo. La segunda etapa, ocurre en Jurásico Medio al Tardío como la extensión horizontal en zonas de transición, acompañado con la creación de nueva corteza oceánica, y que estas zonas de transición son menos gruesas con respecto a las de la etapa anterior, y siendo periféricas a la cuenca del GdM (Sedlock *et al.*, 1993).

De este modo se formó un paso entre el Proto Atlántico con el Pacífico entre ambos cratones de Jurásico Medio, de acuerdo con información bioestratigráfica de Westermann *et al.* (1984) in Sedlock *et al.* (1993). La apertura del GdM. Implicó un desplazamiento de 450 km en dirección NW-SE, y durante el Cretácico el desplazamiento entre ambos cratones en la misma dirección fue al menos de 1 000 km, de 3 000 km, abriendo la cuenca del Caribe. Por último, durante el desplazamiento del TM, en la apertura y separación de los cratones, significó la amalgamación de los terrenos mesoamericanos hasta entonces acrecionados

2.4.3.3 Acreción del Terreno Cuicateco

La cinemática de los TM y Tcho, durante la apertura del GdM proveen la información geométrica para descifrar la acreción del TC. Durante el desplazamientos de los terrenos mencionados a través de la Falla Tehuantepec evidencia que corteza oceánica proto Caribeña quedó confinada durante el Jurásico al Cretácico Temprano, generando *rifting* o *pull-apart* (separación) asociado a la apertura del GdM, lo cual provocó deformación de clastos metasedimentarios del terreno adyacente el incipiente al Bloque Sur, de acuerdo con Sedlock *et al.* (1993), subsecuentemente la cuenca fue rellenada y deformada durante el Cretácico al Paleógeno, quedando entre el Bloque Sur y el Macizo Chiapaneco, del TM (Dickinson y Lawton, 2001).

2.4.3.4 Desplazamiento del Terreno Chortis y el truncamiento sur de la SMS

El papel tectónico del Tcho como fragmento cortical en el ensamble de Mesoamérica aún no es muy claro, sin embargo, existen dos hipótesis (figura 2.19) acerca de su emplazamiento hasta su posición actual.

De acuerdo con Sedlock *et al.* (1993), el Bloque Chortis como parte de la placa del Caribe, tuvo un movimiento con respecto a México en dirección E a lo largo de una falla lateral izquierda desde hace 10 Ma. Conforme a la reconstrucción tectónica de Sedlock *et al.* (*op.cit.*), Chortis se trasladó del NW, desde Norteamérica hasta el Caribe en el Cretácico al Paleógeno hace 60 a 10 Ma durante el Eoceno. Chortis es truncado al S de México, evidencia de esto es el levantamiento del Terreno Chatino (Tcha), además de un

decremento del magmatismo en esta parte de México, probablemente como resultado del paso del bloque y el cese eventual de la subducción de Farallón con respecto a Norteamérica. Información estructural y geocronológica de los TX y TCha fueron interpretadas como indicadores de levantamientos y fallamientos normales con inclinación al N en respuesta de los esfuerzos de la falla lateral izquierda al S; además datos y estudios geofísicos y geológicos de la fosa Caimán indican que al menos 1 100 km del movimiento al W en la falla lateral izquierda ocurrió en el post Eoceno. Por lo que, coincide con la zona de falla Motagua-Polochic, donde fue altamente deformada y milonitizada localmente en una zona de 10 a 25 km. En suma, Chortis tuvo un movimiento desde el Cretácico al Eoceno Tardío – Mioceno, donde se documenta que se encontraba al S de Oaxaca, y que este desplazamiento fue dado por fallas localizadas fuera de la costa.

Por otro lado, en la segunda hipótesis, el truncamiento en el margen S de México con el Pacífico, el Bloque Chortis ha sido asociado a la migración del magmatismo de la SMS hacia el SE y la presencia de la zona de cizalla con componente lateral izquierda, sin embargo, el polo de rotación estimado de la placa del Caribe con respecto a Norteamérica, de acuerdo con Pindell *et al.* (1988) *in* Morán *et al.* (2008), no es compatible con este desplazamiento si el Bloque Chortis hubiese sido parte de la placa caribeña en el Eoceno - Oligoceno. Ducea *et al.* (2004) *in* Morán *et al.* (*op.cit.*) confirma que la baja tasa de erosión del prisma desarrollado en la trinchera está relacionada a la subducción de la placa que era activa en esta región.

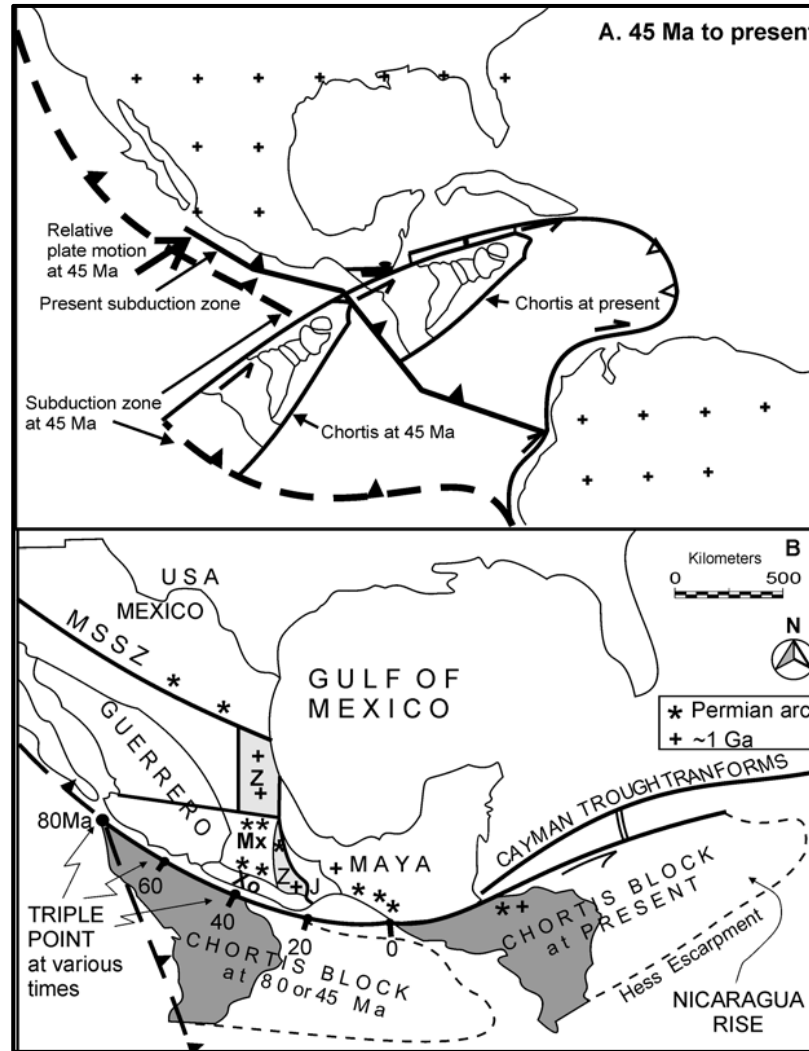


Figura 2.19 a) Propuesta de desplazamiento a través de la falla transformante Cayman, de acuerdo con Pindell *et al.* (1988); b) propuesta de Sedlock *et al.* (1993), Chortis se desplaza al sur del terreno Chatino mediante una falla transformante (Keppie *et al.*, 2008).

Por lo que en el pre Mesozoico, el Tcho se trasladó de 1 125 a 1 250 km hasta alinearse al límite occidental del Bloque Sur a través de la falla transformante Caimán, durante la traslación este terreno rotó 15° de manera antihoraria, este movimiento quedó registrado probablemente en el Terreno Xolapa (TX), representado como prisma de acreción continental. Finalmente durante la orogenia Laramide, en el Cretácico - Paleógeno el Tcho fue cubierto por un arco volcánico Cenozoico en el margen s del Escarpe Hess, en Centroamérica (Dávalos, 2006; Keppie *et al.*, 2008).

2.4.3.5 Transición durante el Cretácico al Paleógeno

Durante el Cretácico, los TM y TZ sufrieron episodios de subsidencia tectónica, lo que provocó el avance de la línea de costa al interior de ellos, evidencia de esto son las formaciones Cretácicas que se identifican por tener en sus rocas y fósiles de fauna marina – arrecifal, lo que indica que eran mares someros y cercanos a la línea de costa; ejemplo de esto es la FZi, que sus características indican que su sedimentación se dio en un homoclinal en el margen de Oaxaquia, en un ambiente costero; es decir, entre el continente y el mar, donde el espacio de depósito está directamente relacionado con la actividad tectónica, con evidencia de transgresiones marinas. Por otro lado se encuentran rocas volcánicas, producto de la subducción de Mezcalera, generando arcos magmáticos en los Bloques Sur y Tampico (Sierra *et al.*, 2014.; Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001). Otros ejemplos, son las FZa, FChi, FChS, FO, FMo, FMi, FSJR, FMal y la FMe, que contienen fósiles de ambiente marinos someros, intercalados por rocas volcánicas y terrígenas por regresiones marinas a escala local; por lo que el Bloque Sur y gran parte del SE de México se encontraba en condiciones marinas que se extendería hasta el Cretácico Tardío – Paleógeno (Damon *et al.*, 1981; Nieto, *et al.*, 2006).

Con la subducción de Farallón por debajo de Norteamérica, tomando en cuenta que Oaxaquia se amalgamó a este cratón, acompañado de un arco magmático durante el Cretácico Temprano al Tardío, los terrenos mesoamericanos fueron desplazados a través de una falla lateral izquierda en Cretácico Temprano y por una falla lateral derecha en el Cretácico Tardío hasta la orogenia Laramide. Durante este periodo, la zona Benioff se encontraba al occidente de Norteamérica, lo que representa el incipiente desarrollo del ENT. Por último, se considera que el TC, en el Paleógeno fue empujado al E, quedando en parte sobre el TM, y quedando de este modo la sutura entre el TZ y TC (Sedlock *et al.*, 1993).

2.4.4 Paleógeno – Holoceno

2.4.4.1 La Orogenia Laramide y el magmatismo Cenozoico

La orogenia Laramide clásica es un concepto desarrollado para la parte meridional de la Provincia de Cuencas y Sierras (*Southern Basin and Range Province*) en los estados de Arizona y Nuevo México, en Estados Unidos, que se caracterizó por magmatismo

calcoalcalino, seguido por un *hiatus* magmático en el Eoceno, siguiéndole otro periodo magmático calcoalcalino en el Oligoceno Temprano al Mioceno Medio, y seguido finalmente por otro *hiatus*. Coney (1976), fue quién define la Orogenia Laramide con base a la tectónica de placas, que está definida por cambios en los movimientos de las placas, que inicia con un cambio del movimiento de la placa Norteamericana, que al variar su dirección de oblicua a frontal originó por tanto una rápida convergencia con Farallón; y finaliza con otro cambio de movimiento de placas acaecido hace aproximadamente 40 Ma (Damon *et al.*, 1981).

Coney y Reynolds (1977), proponen que las dos pulsaciones de magmatismo y los *hiatus* que las separa se deben a la migración del arco magmático; en el cual la convergencia controla la posición de la zona de la generación de magma a una profundidad constante en la placa descendente, en función con el ángulo formado en la zona de subducción. En medida de que la velocidad de convergencia incremento, la generación del magma se desplazó al oriente, en continente, por lo que el ángulo también se incrementó, y por tanto alejándose de la trinchera. Hace 40 Ma, con la reorganización de las placas, disminuye la convergencia y el ángulo de incidencia, ocurriendo el proceso contrario, un desplazamiento al poniente y acercamiento a la trinchera. Shafiqullah *et al.* (1980) *in* Damon *et al.* (1981), sugiere que el tránsito del continente sobre una placa tectónica subducida, más caliente, más delgada, durante la colisión y levantamiento continental, pudo haber resultado en una profundidad menor en la generación de magma, y que contribuyó la regresión al W.

English y Johnston (2004), proponen que la orogenia Laramide (figura 2. 20) es del Cretácico Tardío al Paleoceno (80 a 55 Ma) y revisan cuatro modelos para explicar su origen y desarrollo, que se extiende desde las Rocallosas (*Rocky Mountain*) que es una cordillera deformada y fallada en Canadá y Estados Unidos, hasta la parte central de la Sierra Madre Oriental. Los modelos revisados son: Empuje del Retroarco, Orogenia Flotante “*Orogenic Float Tectonic*”, Subducción “*Flat-Slab*” o horizontal paralela, y Colisión transpresional cordillerana; sin embargo, ninguno de los modelos en términos de mecanismos tectónicos, satisfacen totalmente la explicación de la geometría, el tiempo y escala de la orogenia.

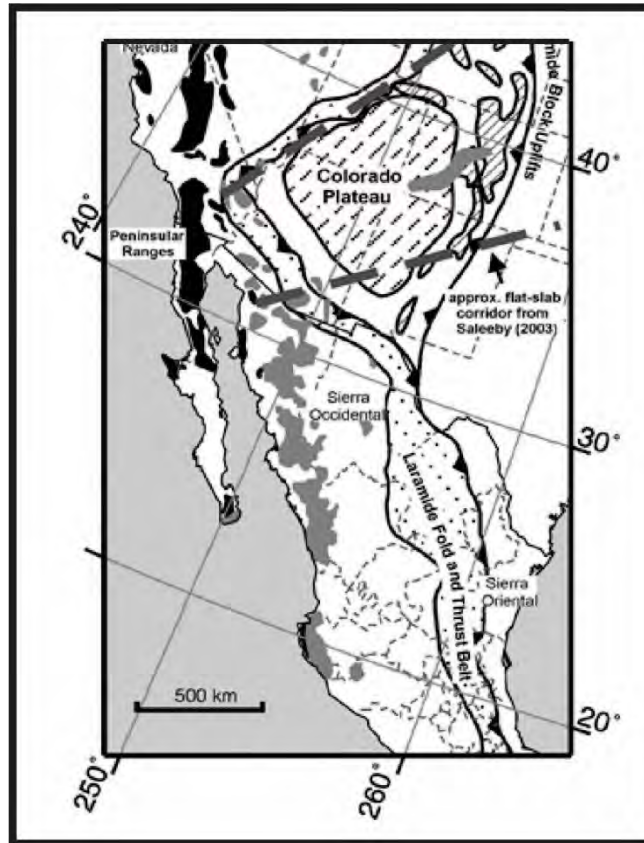
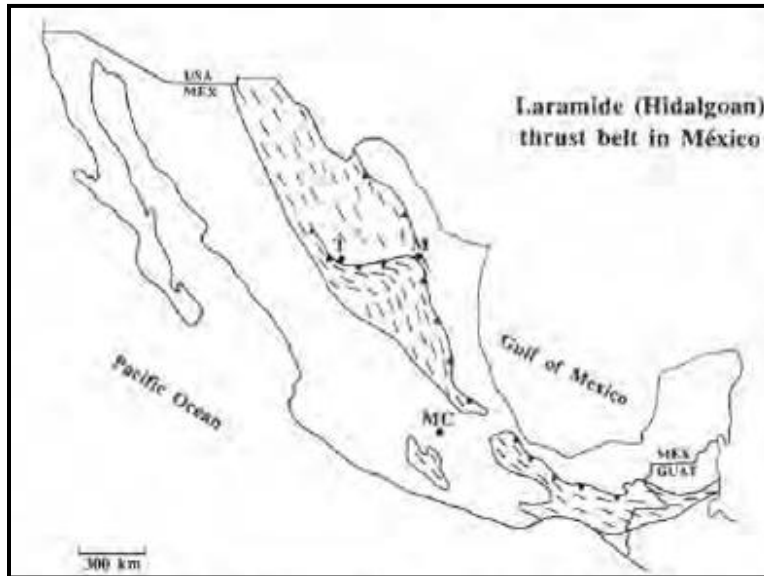


Figura 2. 20 Orogenia Laramide en Norteamérica, el negro corresponde a la actividad volcánica Jurásica – Cretácica; y el color gris, a la actividad volcánica Laramídica (80-55 Ma). El área punteada es la corteza deformada por la orogenia Laramide, mientras que el área con líneas indican levantamiento cortical (English y Johnston, 2004).

Guzmán y de Cserna (1963), proponen como Orogenia Hidalgoense o Hidalguense (figura 2. 21), a la Orogenia Laramide ocurrida principalmente en la Sierra Madre Oriental, que va del Cretácico Tardío al Eoceno Medio, este episodio tectónico es sincrono con la cinemática de deformación de la Cordillera de las Rocallosas en Norteamérica. Como se ha mencionado la orogenia Laramide es un evento de deformación y de migración de un arco magmático por la subducción poco profunda de corteza oceánica, de acuerdo con Coney y Reynolds (1977) *in* Sedlock *et al.* (1993); sin embargo investigaciones indican que no se puede restringir solamente a la Sierra Madre Oriental, ya que el ENT, representa un sesgo al cubrir parte de ella, y que, se extendió hasta la SMS donde hay evidencia de acortamiento, y en específico en los bloques Oaxaca – Acatlán se presentan con pliegues suaves, amplios y regulares, además de la deformación en la falla de Oaxaca provocando cabalgamiento en el CO (Morán *et al.*, 2005; Santamaría, 2009).



2. 21 Orogenia Hidalguense (Laramide) en México (Sedlock *et al.*, 1993)

De acuerdo con Engebretson *et al.* (1985) in Nieto *et al.* (2006), la evolución cenozoica del sur de México involucra el movimiento de Farallón con respecto a Norteamérica y Cocos provocando deformación en el continente, generando diversos tipos de estructuras, entre ellas: las de migración de la deformación del Cretácico Tardío al Eoceno Medio, de desgarre o *strike-slip* del Eoceno al Oligoceno con acortamiento NE-SW, y de fallamiento normal y *strike-slip* del Oligoceno al Mioceno de extensión con orientación NE-SW. Estas estructuras se desarrollaron en sedimentos marinos del Cretácico Temprano a Medio, y el acortamiento ocurrió desde el Santoniano en su parte más occidental hasta el Eoceno en su parte oriental; evidencia de este proceso de acortamiento cortical es el sistema de la falla de Oaxaca, que presenta un ángulo de moderado a alto con respecto a su basamento metamórfico y sedimentario del Mesozoico, lo que permite la separación de los CO y CA.

Del mismo modo, Dávalos (2006), propone que en el Cenozoico se reconocen tres grupos principales de fallas correspondientes estructuralmente a la orogenia Laramide: de deformación contráctil (Cretácico - Paleógeno), falla laterales asociadas a alargamiento NW (Eoceno - Oligoceno), y grupos de fallas normales y laterales que se asocian a un régimen de extensión NE (Oligoceno - Mioceno). La deformación Laramide sometió a la región a un régimen compresivo, reflejado principalmente en las secuencias Cretácicas, donde se formaron fallas inversas y pliegues; se estima que el acortamiento de acuerdo con Cerca *et al.* (2004), inicia aproximadamente hace 88 Ma en la plataforma Guerrero – Morelos,

terminando en la cuenca de Veracruz en el Eoceno Medio según Moosman y Viniegra (1976).

Dickinson *et al.* (1988) y Bird (1998), proponen edad de deformación Laramídica entre 75 a 35 Ma, con un máximo de deformación de en el Eoceno en el frente orogénico de la Sierra Madre Oriental; en el s de México se ha interpretado que el acortamiento inicia con el ahogamiento de las plataformas carbonatadas y el inicio de la sedimentación clástica en el Cenomaniano – Turoriano (93 Ma) de acuerdo con Hernández *et al.* (1997) y Aguilera y Hernández (2004), o entre Turoriano – Coniaciano (89 Ma) según Lang y Frerichs (1998) *in* Morán *et al.* (2005). Esta migración en el sur de México también se asocia el magmatismo considerado postorogénico desde el Maastrichtiano en la zona occidental de la SMS. Por lo que el ambiente de depósito de la SMS cambió de ser marino a continental, estableciendo este dominio de poniente a oriente, conllevando productos volcánicos y sedimentos que fueron depositados en las cuencas intermontanas.

Del Maastrichtiano al Paleoceno, la actividad magmática se encontraba ampliamente distribuida, por lo que se pueden delinear dos zonas principales de arco magmático, por una parte están los cuerpos plutónicos localizados en la parte occidental de la SMS, y por otra material volcánico e intrusivos en el oriente de Guerrero y Estado México, que van de Maastrichtiano al Eoceno Tardío intercalados con depósitos sedimentarios continentales, un ejemplo es la GB, que se extiende desde el s de Morelos hasta el poniente de Puebla; estas depósitos a colmataron las cuencas que estaban limitadas por los pliegues y cabalgaduras (Morán *et al.*, *op.cit.*).

El aumento del ángulo de subducción de Farallón provoca el acortamiento final Laramídico en el Maastrichtiano – Paleoceno, cabe mencionar que las discontinuidades en el ángulo y velocidad de las discontinuidades en la trinchera provocó el emplazamiento de los cuerpos magmáticos; los cuerpos plutónicos también están presentes en la estratigrafía y en el desarrollo de la SMS en la orogenia Laramide, y se localizan principalmente en el margen s del Bloque Sur, y que con frecuencia tienen magnitudes batolíticas, y que guardan gran relación con el TX (Morán *et al.*, *op.cit.*).

Del Eoceno al Mioceno Medio, la migración del volcanismo en el interior del continente parte de la región de Michoacán hasta el SE de Oaxaca en su etapa más tardía, uno de los pulsos volcánicos más sobresalientes ocurre en el Eoceno Tardío y en el Oligoceno Temprano, en la región de Morelos, Guerrero y Oaxaca, concentrando la actividad en una franja con dirección NW-SE, de geometría paralela a los plutones contemporáneos. Los centros volcánicos de esta región se caracterizan por ser tipo caldera

de colapso, campos de domos riolíticos y volcanes monogenéticos altamente erosionados, ejemplo de esta actividad dio como resultado a la FTi; los depósitos volcánicos están intercalados y en contacto con depósitos fluvio-lacustres y epiclásticos, que revelan episodios continentales con características intermontanas y fosas tectónicas como el semi graben de Oaxaca de orientación NNW-SSE, con sedimentación continental y depósitos volcánicos del Oligoceno hasta el Mioceno Temprano de acuerdo con Nieto *et al.* (1995), Centeno (1988), y Urrutía y Ferrusquía (2001) *in* Morán *et al.* (2005).

2.4.4.2 El ENT y el levantamiento de la SMS

La orogenia y el magmatismo Laramídicos fueron la respuesta tectónica del paso hacia el E del arco magmático al interior del continente y su posterior retroceso a la costa, esta migración, consecuencia del movimiento de las placas y el levantamiento continental en las márgenes convergentes siendo respuesta de ajustes isostáticos, estos procesos controlaron también los procesos de denudación exponiendo o exhumando y destruyendo despóticos continentales y marinos (Dumon *et al.*, 1981).

El ENT es producto de la subducción de la placa de Cocos en Norteamérica, corta estructuralmente a las secuencias anteriores al Cenozoico Medio en dirección general de W - E, y tiene una edad del Mioceno al Cuaternario – Holoceno. Como ya se ha descrito, por su orientación, este arco volcánico es anómalo en la cuenca *circum* Pacífica, y es resultado del ángulo de subducción de Cocos (Sedlock *et al.*, 1993). El ENT cubre el N de los TM, TZ y TC, y representa la zona de transición con la provincia fisiográfica de la SMS. Del mismo modo la SMS es afectada por la subducción de Cocos en Norteamérica, generando levantamiento que comenzó en el periodo del Mioceno Tardío y que se extiende hasta el Neógeno – Cuaternario. De acuerdo con Campa y Coney (1983); proponen que la SMS, tuvo un proceso de acreción continental por unión de grandes bloques en el movimiento de placas litosféricas. También la expresión geomorfológica estructural refleja la coexistencia de antiguos estilos tectónicos, transformados por la actividad neotectónica reciente, y ha dado lugar en un conjunto de bloques que se diferencian por su desplazamiento vertical y horizontal (Lugo, 1990; Krasilnikov *et al.*, 2011).

CAPITULO III METODOLOGÍA

De acuerdo con los objetivos de este trabajo, se siguieron los principales preceptos de los estudios morfotectónicos y morfoestructurales, basados principalmente en la escuela soviética de Bashenina (1978) y Guerasimov (1986), adaptado por Hernández *et al.* (1990, 1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012), en los estudios aplicados a Cuba, Chiapas, Guerrero y Oaxaca, y sumando la propuesta cartográfica geomorfológica que Demek y Embleton (1973), Lugo (1986) y Peña Monné *et al.* (1997) proponen para su representación. Se trazó la línea metodológica para analizar e interpretar las morfoestructuras de diferentes órdenes (de diferentes escalas) de la corteza terrestre, y que, a su vez, esta enriquecido con enfoques de la escuela soviética como Kostenko (1975) y Polkanova (1978), y de la escuela francesa como Tricart (1974), Dumont (1989a, 1989b, 1992a, 1992b) y Delcaillau (2004).

Con base en los métodos geomorfológicos de Chemekov (1972) *in* Lugo (1986), que son los básicos para la determinación morfográfica y morfométrica, se relacionó la información topográfica con la geológica-estructural, y se infirió la evolución morfoestructural y morfotectónica de una región, por medio de diversas metodologías que fueron revisadas y aplicadas para el presente trabajo.

La estructura general de la investigación realizada que aquí se reseñan, se divide en tres etapas: 1. La recopilación, interpretación y depuración de información bibliográfica, cartográfica y de imágenes satelitales; para la definición del área de estudio, los alcances y enfoques del marco teórico y metodológico; y sobre la base del marco geológico descrita en el capítulo anterior, además de proveer un marco geográfico y geológico - tectónico que detallen la evolución y estado actual del área que se estudió (Lugo, 1986). 2. El procesamiento de la información en formato vectorial y *raster* principalmente, y el procesamiento de imágenes satelitales en dos SIG (Sistemas de Información Geográfica): ILWIS 3.3 (*Integrated Land and Water Information System*) y ARCGIS 10.3; para obtener información espacial y producir mapas en una primera etapa (mapas geomorfológicos preliminares A), como la digitalización de las unidades litológicas y principales estructuras geológicas, creación del MDE (Modelo Digital de Elevación), y otros modelos y mapas morfométricos; que, de acuerdo con Hernández *et al.* (2009b), son la base del análisis e interpretación morfoestructural, y por tanto obtener como primer producto un mapa de morfoalineamientos. Con este procedimiento se estableció la base de los mapas de la segunda etapa (mapas geomorfológicos preliminares B), como el mapa de bloques de tercer

y cuarto orden, acompañados de su clasificación morfoestructural propuesta por Hernández *et al.* (2009b), y que, posteriormente pasará a una tercera etapa de procesamiento cartográfico, donde los bloques fueron clasificados de acuerdo a su comportamiento tectónico, por medio, de datos altimétricos, geológicos y estructurales; acompañado de trabajo de campo para la corroboración de datos, observaciones y descripciones *in situ*; para poder corregir los datos, trazos y bloques requeridos, para la edición de los mapas finales o definitivos. 3. La última etapa, consiste es la obtención de los mapas finales, perfiles geomorfológicos, modelos bi y tridimensionales de bloques tipo en el área de estudio y la clasificación de los bloques de acuerdo a la metodología antes mencionada; como también la evolución geológica - tectónica del área (Hernández *et al.*, 1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012).

3.1 Estructura del trabajo de investigación

Para el alcance de los objetivos e hipótesis propuestos en el capítulo I, se siguieron las etapas antes mencionadas, con base en el siguiente diagrama de flujo (figura 3.1):

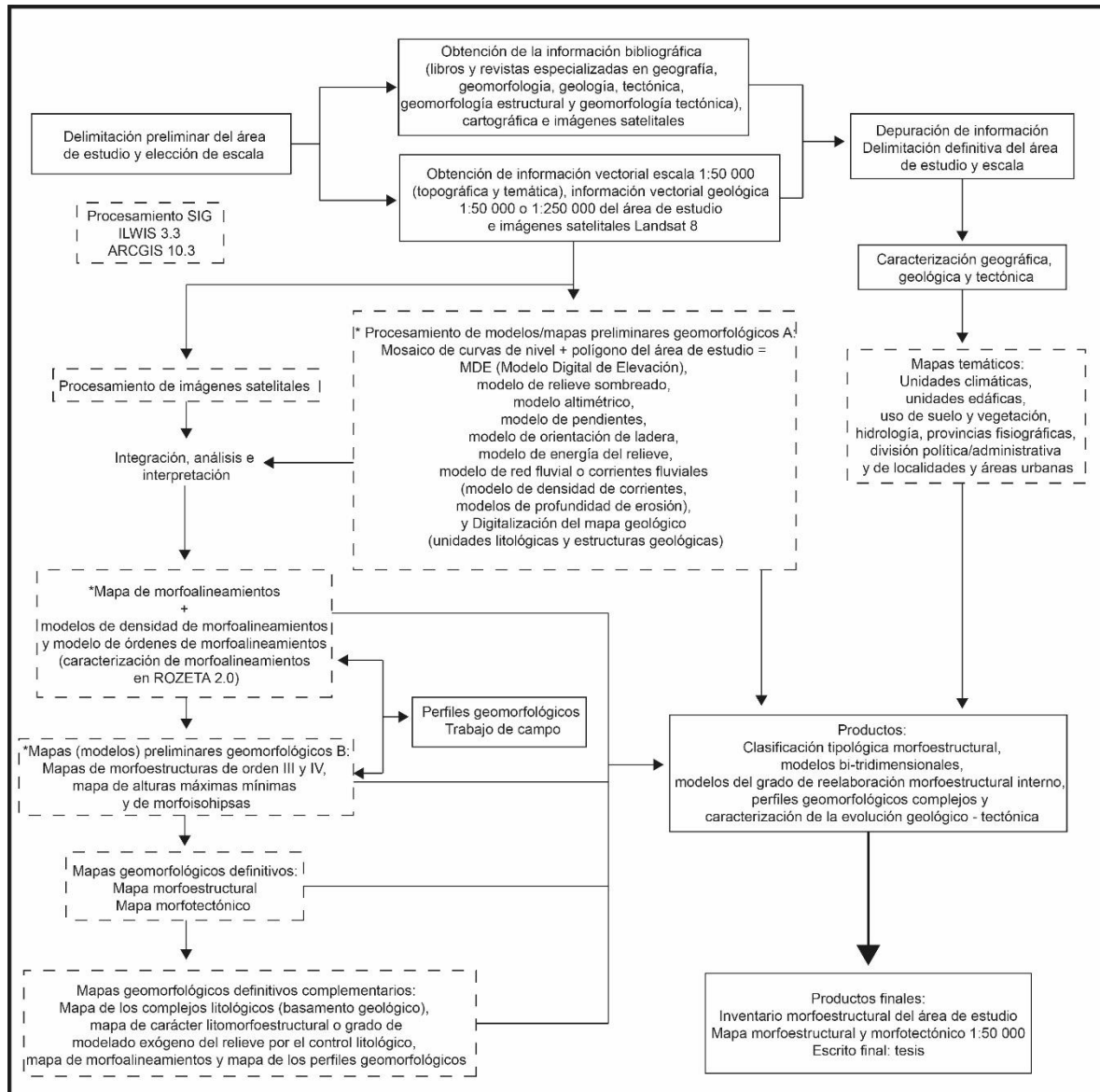


Figura 3.1 Diagrama de flujo de la metodología; *En estas etapas de los mapas geomorfológicos preliminares A y B son considerados como modelos pero son parte de los mapas y productos finales.

3.1.1 Delimitación del área de estudio y elección de escala

Mediante imágenes *Landsat* en la plataforma de *Google Earth*, se identificó el área de estudio tomando en cuenta que es una región de transición de provincias fisiográficas o geomorfológicas (Lugo y Córdova, 1991), por lo que al N y NW del área se aprecia la influencia del ENT, por el emplazamiento de lavas y otros materiales ígneos, producto de volcanismo durante el Terciario - Holoceno en sitios como el volcán Citlaltépetl, y otros conos monogenéticos muy erosionado (Durán Torres, 2007; Silva, 2010); en el centro y S-SE del área de estudio, el dominio fisiográfico corresponde a la SMS, dominando morfologías diversas por sus litologías y estructuras, que van desde el Precámbrico al Holoceno, y que por tanto, su carácter litomorfoestructural es contrastante en razón de algunas decenas de kilómetros a la redonda, ejemplo de esto es el graben de Tehuacán, que se formó por el sistema de fallas de Oaxaca al E y al W, por el sistema de fallas Tamazulapan (Nieto *et al.*, 1995; 2006; Dávalos, 2006; 2007; Santamaría *et al.*, 2008); otro ejemplo, es Acatlán donde el modelado estructural no fue dado por regímenes de extensión como en Tehuacán, sino compresivo, por lo que la deformación es diferencial por la presencia de rocas metamórficas altamente fracturadas, expresando valles profundos; ambos ejemplos tuvieron su origen en un principio en la orogenia Laramide y posteriormente por la actividad neotectónica en esta región del país (Morán *et al.*, 2005).

Posteriormente a la identificación de algunos elementos geomorfológicos y estructurales en el área de estudio, se realizó un mosaico de cartas topográficas correspondientes al área antes explorada. De este modo, se cubrió un área aproximada de 8, 600 km², teniendo como referencia la transición de provincias fisiográficas en esta área del país, y con el detalle que ofrecen las cartas de la escala elegida.

Conforme a la información obtenida en el mosaico topográfico 1:50 000, geológico 1:250 000, y la imagen satelital *Landsat 8*, el detalle de información deseado, de acuerdo con Gellert (1964, 1966, 1969, 1971) y Scholz (1973, 1974) *in* Demek y Embleton (1978) corresponde a la escala 1:500 000, por lo cual se clasifica como mapas geomorfológicos de escala media que van de 1: 100 000 a 1: 1 000 000; y de acuerdo con Peña Monné *et al.* (1997) y Lugo (1986), esta escala permite contextualizar a escala regional, la caracterización geomorfológica estructural y tectónica, ya que permite cierto grado de generalización, selección y agrupamiento, como la elección del tamaño de los elementos a representar (Demek y Embleton, 1978).

3.1.2 Obtención y depuración de información bibliográfica, cartográfica e imágenes satelitales

Esta etapa se realizó en tres partes: búsqueda y recopilación, análisis e interpretación, y por último la selección o depuración de la información. Las fuentes bibliográficas principales fueron artículos de revistas especializadas como el Boletín del Instituto de Geografía, el Boletín del Instituto de Geología, el Boletín de Ciencias Geológicas, por mencionar algunos; y que contienen información sobre temas específicos, como metodologías de investigación, análisis cartográfico, geomorfología estructural, formaciones geológicas y estructuras, o bien sobre la fisiografía de la República Mexicana, características del ENT y la SMS, que atañen a los objetivos dispuestos en el Capítulo I y II. Otra fuente son las publicaciones de carácter institucional como CONABIO e INEGI, y que tratan información geográfica de los estados de Puebla y Oaxaca, como las síntesis geográficas, los censos de población de los estados mencionados, o bien publicaciones con auspicio del gobierno estatal: “*Biodiversidad del Estado de Puebla*” (CONABIO, 2011), y “*Biodiversidad del estado de Oaxaca*” (García Mendoza *et al.*, 2004); además de libros especializados en geomorfología, geomorfología tectónica, geomorfología estructural, tectónica, geología, o vegetación de México. Por otro lado, las tesis son fuentes significativas para la investigación, ya que la información contenida en ellas, en la mayoría de los casos, es de carácter vigente, ejemplos de tesis consultadas son las de Dávalos (2006), Silva (2010), Durán Torres (2007), Godínez (2006); por mencionar algunas del área de ciencias de la Tierra; y también están las tesis consultadas de Geografía, en el área de Geomorfología las de Arellano (2001), Frausto (1995, 2002), Montes (2005; 2009), Castillo (2006) y Castrejón (2013).

Por último, los documentos cartográficos sobresalen por la capacidad del contenido de información espacial a escala (Lugo, 1986), por lo que se utilizó las cartas topográficas escala 1:50 000 de INEGI, las cartas geológico – mineras del SGM 1:250 000, e información vectorial de CONABIO e INEGI de escala 1:1 000 000 y 1:250 000, de temas como clima, suelo, uso de suelo y vegetación, hidrología, división política estatal y municipal y localidades urbanas. También se ocupó la imagen satelital “*Landsat 8*”, obtenida desde la plataforma en línea del Servicio Geológico de los Estados Unidos, para la fotointerpretación de rasgos del relieve, de unidades geomorfológicas y estructuras geológicas para el trazado de lineamientos (Hernández *et al.*, 1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012; García Palomo *et al.*, 2008).

3.1.3 Procesamiento y tratamiento de la información en SIG

Una vez terminada la depuración de información bibliográfica, cartográfica y de imágenes, se procede a la segunda etapa del diagrama de flujo, el procesamiento y tratamiento de la información vectorial y *raster* (imágenes) en los SIG. Por lo que se usaron dos softwares, que facilitaron el procesamiento propiamente de la información, como la edición de cada uno de los mapas elaborados, en cada una de las fases que significo esta etapa.

Se realizaron 3 tipos de mapas: a) los correspondientes a la cartografía temática, que es complementaria al Marco Geográfico y Geológico; y por otro lado, los que clasifica Peña Monné *et al.* (1997) como b) mapas geomorfológicos preliminares (A y B), los cuales son la base para la interpretación de rasgos del relieve e identificación de estructuras, que sirvieron para realizar los mapas con los cuales se clasificaron los bloques de diferentes órdenes, además se caracterizó morfotectónicamente y de acuerdo a su modelado exógeno; c) y por último, los mapas finales morfoestructurales y morfotectónicos, es decir, un conjunto de mapas geomorfológicos definitivos, de acuerdo con la metodología de Hernández *et al.* (1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012).

Los SIG, son programas o *softwares* con una paquetería de programas que permiten la entrada y salida de información geoespacial y la realización de mapas, revolucionando de este modo la concepción de la cartografía moderna en la Geografía y Ciencias de la Tierra, por lo que en Geomorfología, estos programas y las técnicas de percepción remota son herramientas esenciales para generar documentos espacio-temporales de patrones y procesos de la superficie terrestres (ITC, 2001; Montes, 2009). Los SIG utilizados para el procesamiento y producción de los mapas morfoestructurales fueron ILWIS 3.3 y ARCGIS 10.3; el primero diseñado por el ITC (*International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences*), en Países Bajos (López Blanco *et al.*, 1996; Tapia y López Blanco, 2002), mientras que el segundo, es un software creado por ESRI (*Environmental System Research Institute*), en Estados Unidos (Peña Llopis, 2006; Durán Calderón *et al.*, 2014).

Para poder procesar la información de manera adecuada, a todos los archivos vectoriales y *raster* se les asignó el sistema de proyección de coordenadas WGS 84 UTM, zona 14N, de proyección Transversal de *Mercator* y con el *Datum* WGS84, correspondiente a México.

I. Mapas temáticos

Los mapas temáticos realizados para el Marco Geográfico del Capítulo I (Anexos A.I), fueron: Localización del área de estudio, Provincias y Subprovincias fisiográficas, Unidades Climáticas, Unidades Edáficas, Vegetación y Uso de Suelo, Cuencas y Sistema Hidrográfico, División Política Estatal-Municipal y principales localidades, del área de estudio. La información utilizada para estos mapas fue obtenida en escala chica a escala media (de 1: 1 000 000 a 1:50 000), y fueron adquiridos de instituciones gubernamentales, tales como INEGI, de los archivos vectoriales “*Recursos Naturales*”; SIATL de los archivos vectoriales “Simulador de flujos de agua de Cuencas de México”; y CONABIO, de su portal “*Geoinformación*” (tabla 3.1).

Tabla 3.1 Información Vectorial utilizada para la realización de los mapas temáticos.

Nombre del archivo <i>vectorial</i>	Fuente	Escala	Año
Unidades Climáticas	INEGI	1:1 000 000	2005
Provincias Fisiográficas	INEGI	1:4 000 000	2001
Subprovincias Fisiográficas	INEGI	1:1 000 000	2001
Uso de suelo y Vegetación	CONABIO	1:250 000	2015
Edafología	CONABIO	1:1 000 000	2001
Cuencas Hidrológicas	SIATL	1:50 000	2008
Subcuencas Hidrológicas	SIATL	1:50 000	2014
Regiones Hidrológicas	CONABIO	1:250 000	2007
División Política Estatal	CONABIO	1:250 000	2008
División Política municipal	CONABIO	1:250 000	2012

El primer paso fue crear un archivo vectorial o “*shapefile/shape*” (*.shp*) del polígono que cubriera el mosaico de las 9 cartas topográficas, por lo que se aplicó “*geoprocessing: merge*” a las cartas para crear un solo archivo *shape*; y con él, realizar un “*clip*” en la plataforma *ArcMap* de ARCGIS, e ir cortando cada capa vectorial temática, para conservar solamente la información que estuviese contenida en el polígono, considerando un mismo sistema de proyección. Posteriormente se inició la edición de la información del mapa, o bien, la simbología de cada entidad, dándole así la paleta de colores correspondiente a cada temática, y que respetó las convenciones de representación.

II. Mapas geomorfológicos preliminares A

Para la elaboración de los mapas geomorfológicos preliminares A (Anexos A.2), fue necesario utilizar las cartas topográficas 1:50 000, las cartas geológico – mineras 1:250 000 y la imagen satelital *Landsat 8*. Esta información fue tratada en los softwares antes mencionados de manera simultánea, siendo necesario en algunas ocasiones migrar de uno a otro. Existen diferencias en los nombres o conceptos con los que se conocen algunos de los procesamientos y archivos entre los SIG, sin embargo son equivalentes en gran parte de los casos, por lo que en la tabla 3.2 se expresan los elementales.

Tabla 3.2 Diferencias de conceptos básicos en ILWIS y ARCGIS; algunos se han transliterado al español (ITC, 2001; Collado y Navarro, 2013)

Concepto	ILWIS	ArcGis
Archivo vectorial	<i>Map</i>	<i>Shapefile /shape (.shp)</i>
Archivo <i>raster</i> (imagen)	<i>Raster map</i>	<i>Raster</i>
Mapa de puntos	<i>Point map</i>	<i>Points/puntos</i>
Mapas de líneas	<i>Segment map</i>	<i>Polylines/lines o polilíneas</i>
Mapa de polígonos	<i>Polygon map</i>	<i>Polygon/polígonos</i>
Capas de información	<i>Layer</i>	<i>Layer</i>
Propiedades del archivo	<i>Domain/dominios, representations/representación o paleta de colores</i>	<i>Layer properties/Propiedades</i>
Tablas de atributos	<i>Tables/Tablas</i>	<i>Attributes tables/tablas de atributos</i>
Sistema de referencia espacial	<i>Georeferences y coordinate system</i>	Georeferencing y sistema de proyección de coordenadas
Operaciones	Operaciones	Geoprocessing

Para realizar los mapas geomorfológicos, fue preciso crear una base cartográfica, el mosaico de curvas de nivel; a partir de este archivo vectorial se creó el MDE, el cual a su vez, ayudó a realizar otros procesamientos para crear mapas geomorfológicos como el mapa de pendientes y de orientación de ladera; y de este modo completar la primera etapa,

como fue mencionado al principio de este capítulo. Los modelos o mapas fueron procesados en el siguiente orden:

1. *Elaboración del mosaico de curvas de nivel*: se incluyeron las 9 cartas topográficas (tabla 3.3), cubriendo un área aproximada de 8 600 km² (figura 3.2); las cartas topográficas son una representación precisa y a escala de la localización, forma, clase y dimensión de la superficie terrestre. Los archivos vectoriales se descargaron en formato “.shp”, por lo que fue necesario importar cada uno de los *layers* a ILWIS. El siguiente paso consistió en aplicar la operación “*glue segment map*”, en la cual une los mapas de segmentos para crear uno solo con el mismo sistema de coordenadas (Peña Monné *et al.*, 1997; ITC, 2001).

Tabla 3.3 Cartas topográficas, cartas geológica-mineras e imagen *Landsat 8* utilizadas.

Nombre de la carta o imagen	Clave	Fuente	Escala	Año
Cuernavaca	E14-5	SGM	1:250 000	1998
Orizaba	E14-6	SGM	1:250 000	2001
Molcaxac	E14B63	INEGI	1:50 000	2015
Santiago Miahuatlán	E14B64	INEGI	1:50 000	2015
Acultzingo	E14B65	INEGI	1:50 000	2015
San Juan Ixcaquixtla	E14B73	INEGI	1:50 000	2015
Tehuacán	E14B74	INEGI	1:50 000	2015
Zinacantepec	E14B75	INEGI	1:50 000	2015
Petlalingo	E14B83	INEGI	1:50 000	2015
San Pedro Atzumba	E14B84	INEGI	1:50 000	2015
Teotitlán de Flores Magón	E14B85	INEGI	1:50 000	2015
Escena LANDSAT ETM+8 PATH 25, ROW 47	LC80250472014056LGN00	USGS	1;1 404 800	2014

2. *Elaboración de MDE*: en la mayoría de los estudios geomorfológicos, la manipulación de los MDE se han convertido en una herramienta esencial para la interpretación de las formas del relieve, de este modelo se pueden obtener productos cartográficos a partir del procesamiento con ciertos filtros que resaltan algunas características del relieve (Montes, 2009). El MDE es una representación geométrica de la superficie terrestre, hecho a partir de un conjunto de puntos con coordenadas X, Y y Z, es un

archivo en formato de celdas o *pixel*, donde cada uno representa una fragmentación discreta del espacio, y sirve para simbolizar diferentes variables, en este caso altitudinales, aunque también se pueden realizar modelos pluviométricos, de temperatura, profundidad del suelo, por mencionar algunos ejemplos (López Blanco *et al.*, 1996).

Para realizar el MDE, en la plataforma ILWIS se utilizó el mosaico de curvas de nivel antes creado, al cual se le aplicó la operación “*segment to raster conversion*”, se obtuvo un mapa *raster* de las curvas de nivel, el cual es necesario para que el programa calcule los valores (figura 3.3); esta operación convierte el formato vectorial a celdas, permitiendo asignar un atributo (coordenadas X, Y y Z) a cada celda que coincide o intersecta, e identificando a los elementos restantes que no coincidieron como sin atributo o valor desconocido (ITC, 2001; López Blanco *et al.*, 1996).

Posteriormente se le aplicó al mapa de segmentos de curvas de nivel la operación “*contour interpolation*” que realiza una interpolación entre dos *pixeles* con los valores de altitud, calculando un número *x* de *pixeles* entre dos segmentos *raster*, es decir, entre la distancia de las isolíneas se dota de valores con atributos de altitud o valores conocidos, dando como resultado *pixeles* con un valor de 20 m cada uno (figura 3.4) (ITC, *op.cit.*; López Blanco *et al.*, *op.cit.*).

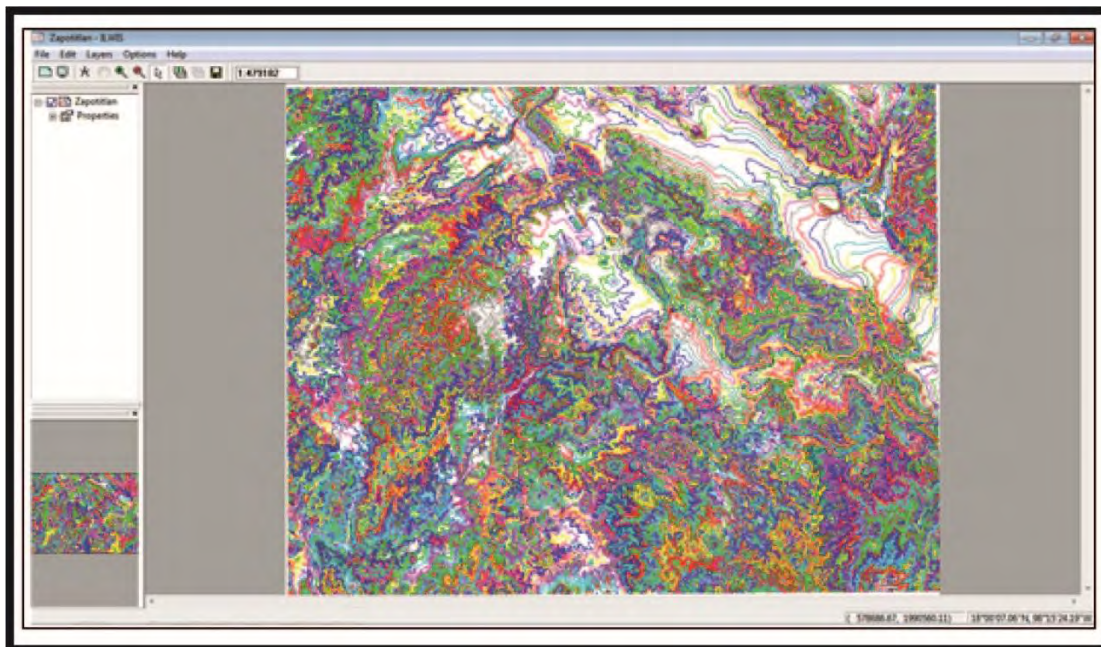


Figura 3.2 Mosaico de curva de nivel del área de estudio.

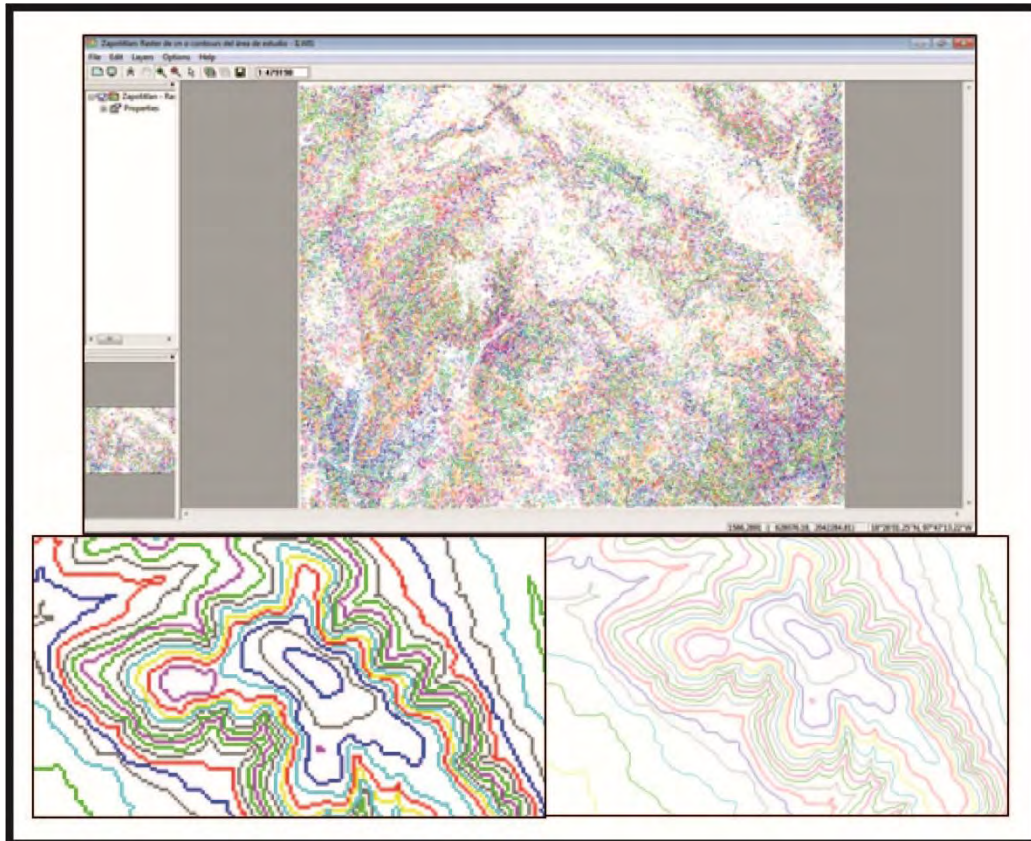


Figura 3.3 Imagen superior, raster del mosaico de curvas de nivel. Inferior izquierdo, se observan las curvas de nivel en formato raster, en *pixel*. Inferior derecho, la misma área en formato vectorial.

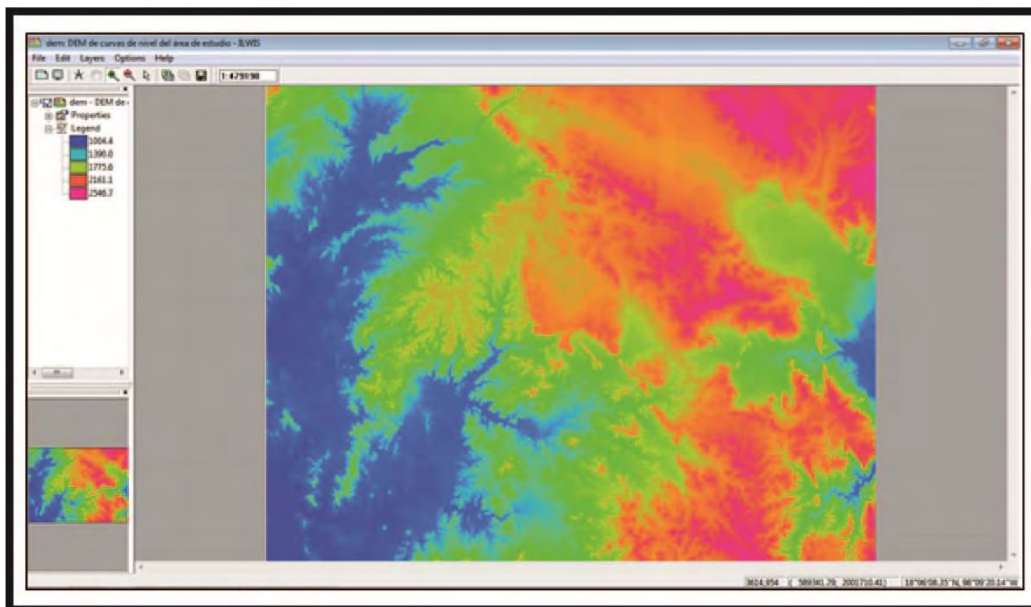


Figura 3.4 MDE del área de estudio, cada pixel o celda representa un valor en z.

3. *Elaboración del modelo de relieve sombreado*: para realizar el relieve sombreado (figura 3.5) fue necesario usar como base el MDE, a este, se le aplicó la operación “*filter*”, donde se seleccionó la opción “*shadow*”. Este mapa simula la iluminación desde diferentes orientaciones, en este caso es desde el NW, lo cual da apariencia de tercera dimensión, logrado por las diferentes tonalidades de grises que facilita la percepción visual de las características del terreno (López Blanco *et al.*, 1996; Arellano Reyes, 2001, ITC, 2001).

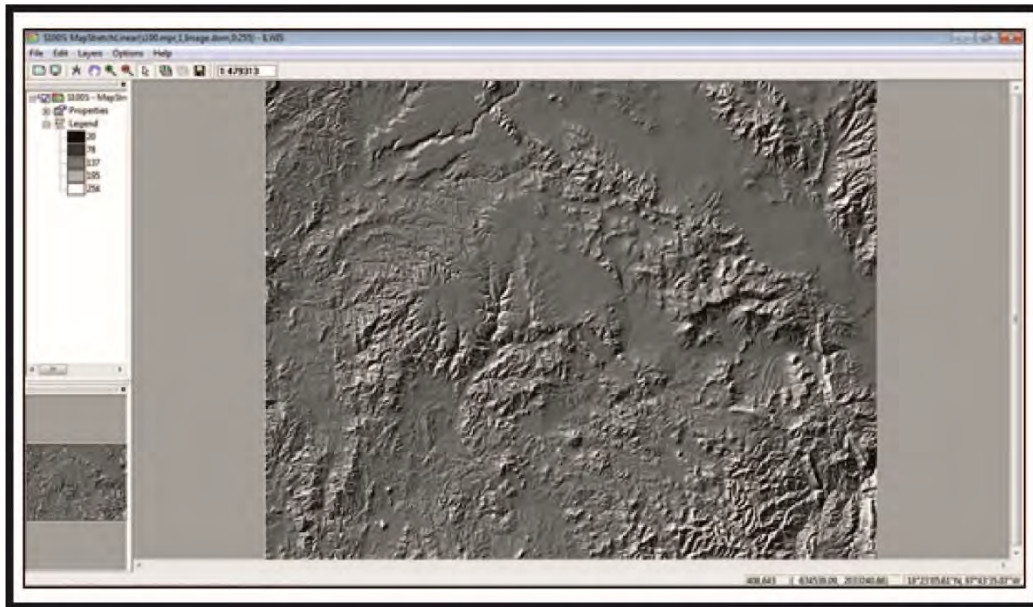


Figura 3.5 Modelo de relieve sombreado del área de estudio.

En el análisis de los mapas geomorfológicos preliminares, Hernández *et al.* (1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012), considera los siguientes aspectos:

- la evaluación morfométrica del relieve;
- el análisis de diseños de los sistemas orográficos (configuración y orientación);
- así como la interpretación hipsométrica, topográfica y del modelo de sombreado;
- complementado por la interpretación y análisis de las estructuras geológicas, delimitación de unidades litológicas y geomorfológicas, para,

- el análisis de los morfoelementos lineales del relieve (orientación y tendencias).

Integrándose posteriormente con:

- el análisis del espectro geomorfológico y sus deformaciones neotectónicas, para establecer pisos altitudinales de las categorías básicas del relieve (montañas, lomeríos y llanuras);
- interpretación morfotectónica del relieve, para determinar el mosaico espacial del plano morfoestructural; y,
- la comparación de datos geomorfológicos con la estructura geológica, tomando en cuenta la caracterización geológica (capítulo II).

Por lo tanto, la morfografía y morfometría, son la base del análisis morfoestructural, y se consideran como los parámetros espaciales con categoría geométrica, es decir, tipología y dimensiones de las formas del terreno, así como un conjunto de procesos matemáticos que sirvieron para clasificarlo (Frausto, 2002). Lugo (1988), define como morfografía el análisis de los elementos principales del relieve, geometría: puntos, líneas, superficies y volúmenes, mientras que la morfometría es la cuantificación de los elementos del relieve, a partir de las formas de estos elementos, y son: la longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad, frecuencia y otros elementos numéricos, estos elementos pueden tener variantes y estar conjugados entre sí.

A partir del MDE, se procesaron mapas para realizar el análisis morfométrico y morfográfico, que desembocó finalmente en los mapas geomorfológicos preliminares B, es decir, los mapas de morfoestructuras de tercer y cuarto orden.

4. *Elaboración del mapa altimétrico*: este mapa se realizó en ILWIS, reclasificando los valores del MDE, aplicando la operación “*slicing*”, creándose un nuevo dominio y paleta de colores correspondiente para el nuevo mapa, dándole un rango de valores altimétricos previamente definidos que respondan a la necesidad de comunicar los diferentes pisos altitudinales y que expresen de manera clara al relieve (figura 3.6). Este procesamiento también se realizó en ARCGIS, exportando el MDE, y reclasificando los valores para darle una vista de mapa altimétrico desde las propiedades del *raster*. El mapa altimétrico tiene como virtud principal la

simplificación de los valores que hay en un mapa topográfico, los intervalos de valores son definidos conforme a la altitud máxima y mínima, los cuales de manera inmediata expresan al relieve en su totalidad (Lugo, 1988; López Blanco *et al.*, 1996; Castrejón, 2013).

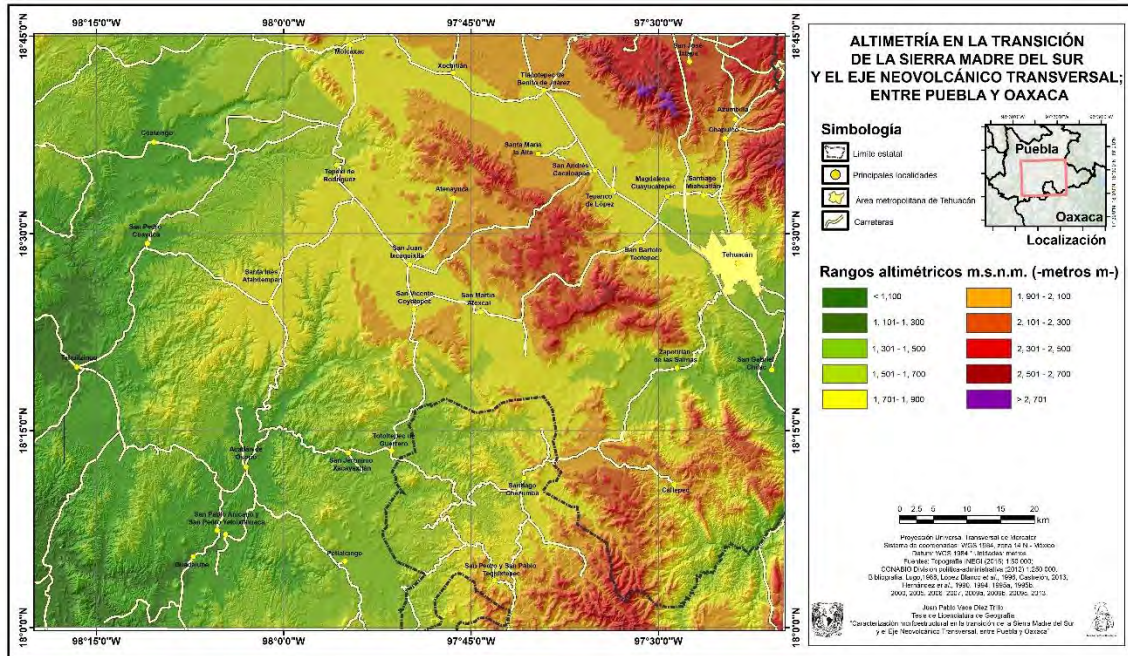


Figura 3.6 MDE reclasificado, mapa altimétrico con los 10 rangos de valores altimétricos.

Los rangos de valores altimétricos fueron definidos con base a la altura mínima y máxima, dando un total de 10 Intervalos, y que cada uno es de un intervalo de 200 m, representando así de mejor manera las características del relieve.

5. *Elaboración del mapa de pendientes:* este modelo de pendiente se realizó en dos pasos desde ILWIS: la primera consiste en aplicar la operación “*filter*” al MDE, escogiendo DX para obtener el gradiente en X, y posteriormente DY para el gradiente en Y, de los filtros denominados como lineares; estos gradientes detectan las diferencias de la pendiente en ambas coordenadas; el segundo paso consiste en ejecutar la fórmula de la operación “*slope percentage*” y “*slope degrees*”, la primera obteniendo valores en porcentajes y la segunda en grados o ángulos (ITC, 2001). La pendiente del terreno es uno de los elementos significativos en el relieve, ya que marcan los cambios en el terreno, es la transformación de las distancias entre las curvas de nivel en valores de pendiente (Lugo, 1986, 1988). Del mismo modo se le

aplico “*slicing*” al modelo de grados (*degrees*) (figura 3.7) y se creó un nuevo dominio y paleta de colores; para su representación adecuada, se utiliza el histograma de frecuencias del raster y se realiza la división de rangos de grados de las pendientes de acuerdo con los valores propuestos por van Zuidam (1985, 1986) *in* López Blanco *et al.*, (1996) (tabla 3.4), que permiten observar los valores críticos de pendiente de acuerdo a su morfología. (ITC, 2001; Durán Calderón *et al.*, 2014).

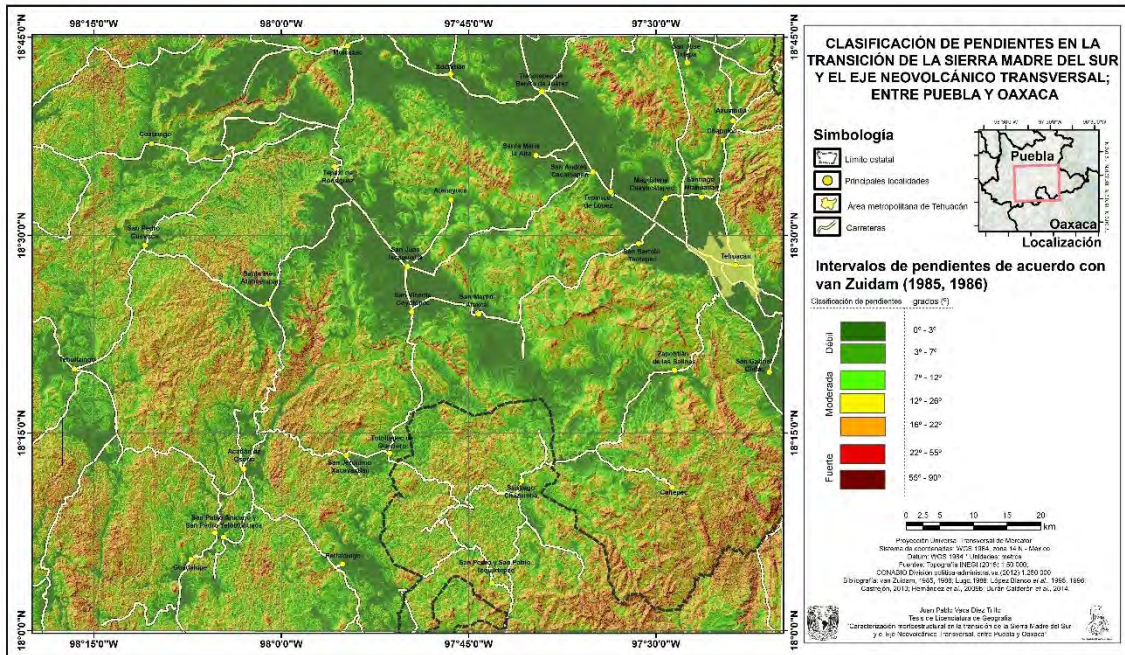


Figura 3.7 Mapa de pendientes en grados clasificado de acuerdo con van Zuidam (1985, 1986).

Tabla 3.4 Clasificación de las pendiente de acuerdo con van Zuidam (1985, 1986).

Rango	Intervalo de pendiente (° grados)		Clasificación
	De	A	
Valores mínimos	0	3	Débil
	3	7	
Valores medios	7	12	Moderada
	12	16	
	16	22	
Valores máximos	22	55	Fuerte
	55	90	

6. *Elaboración del mapa de orientación de ladera*: igualmente trabajo desde ILWIS, este se determina a partir de los filtros lineares DFDX y DFDY, aplicando la operación de “aspect” (figura 3.8), la cual calcula los radianes de los grados, por lo ángulos de los gradientes X y Y, más π (ρ). Este modelo muestra las orientaciones en grados azimut de las laderas, dotándolas de colores (tabla 3.5), del mismo modo se le puede aplicar “slicing” para dotarlo de un nuevo dominio con una paleta de colores deseada (López Blanco *et al.*, 1996).

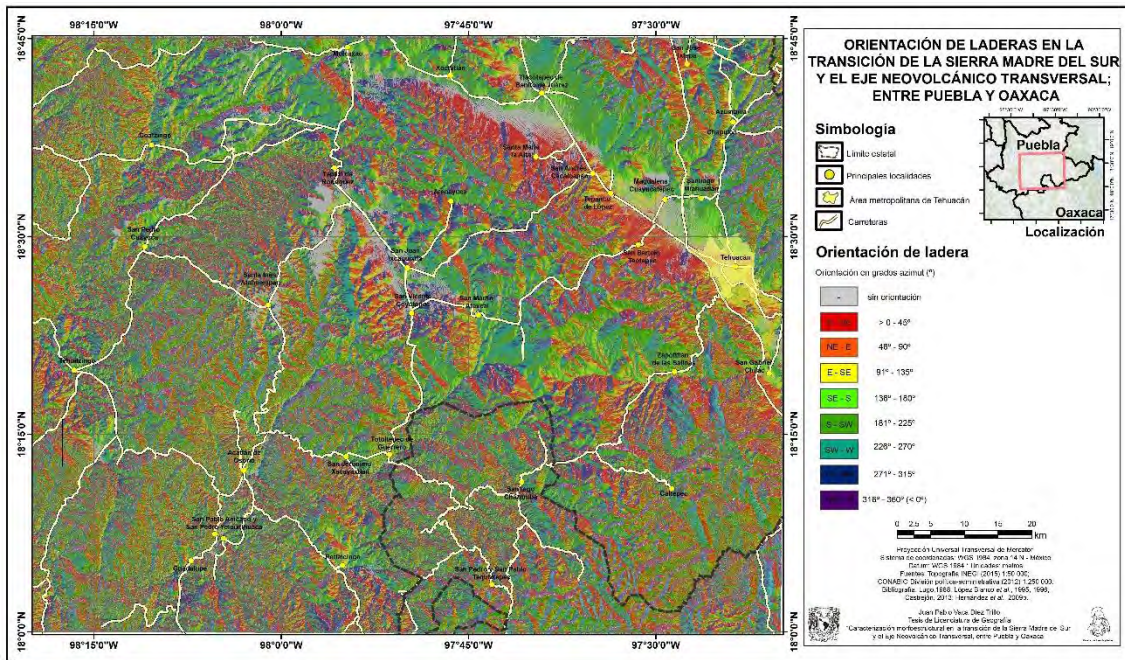


Figura 3.8 Mapa de orientación de ladera.

Tabla 3.5 Orientaciones en grados azimut.

Orientación	Grados ° azimut
N – NE	> 0 a 45
NE – E	>45 a 90
E – SE	>90 a 135
SE – S	>135 a 180
S – SW	>180 a 225
SW – W	>225 a 270
W – NW	>270 a 315
NW – N	> 315 a 360 (0)

7. *Elaboración del mapa de energía del relieve*: la energía del relieve (ER) (figura 3.9) se puede representar en grandes territorios cartografiados, y representa la manera en la que la actividad endógena se expresa tanto en la producción de relieve como en la respuesta erosiva en el mismo (tabla 3.6) pueden corresponder a zonas de mayor actividad tectónica, en el caso contrario corresponde a zonas de estabilidad. Este método consiste en la división del mapa en figuras geométricas iguales (cuadrados) en ciertos x kilómetros cuadrados, y de ellas se obtienen los valores máximos y mínimos en metros, realizándose una diferencia entre ellos, y el valor obtenido es el valor de ER (Lugo, 1988).

La elaboración del mapa de ER desde ILWIS, consistió en aplicar la operación “*filter*” en el MDE, usando el filtro “*Rank order*”. Se determinó el tamaño de la ventana con la cual se re muestrearon los *pixeles*, se definieron “*Demmin*” y “*Demmax*”, que son los valores mínimos y máximos de cada ventana, posteriormente se aplicó la operación “*Internal relief*”, la cual realiza la diferencia de los valores antes mencionados, el pixel definido para el remuestreo fue de 100 m. Por último se opera *slicing* para dotarlo de un dominio y paleta de colores deseado (ITC, 2001).

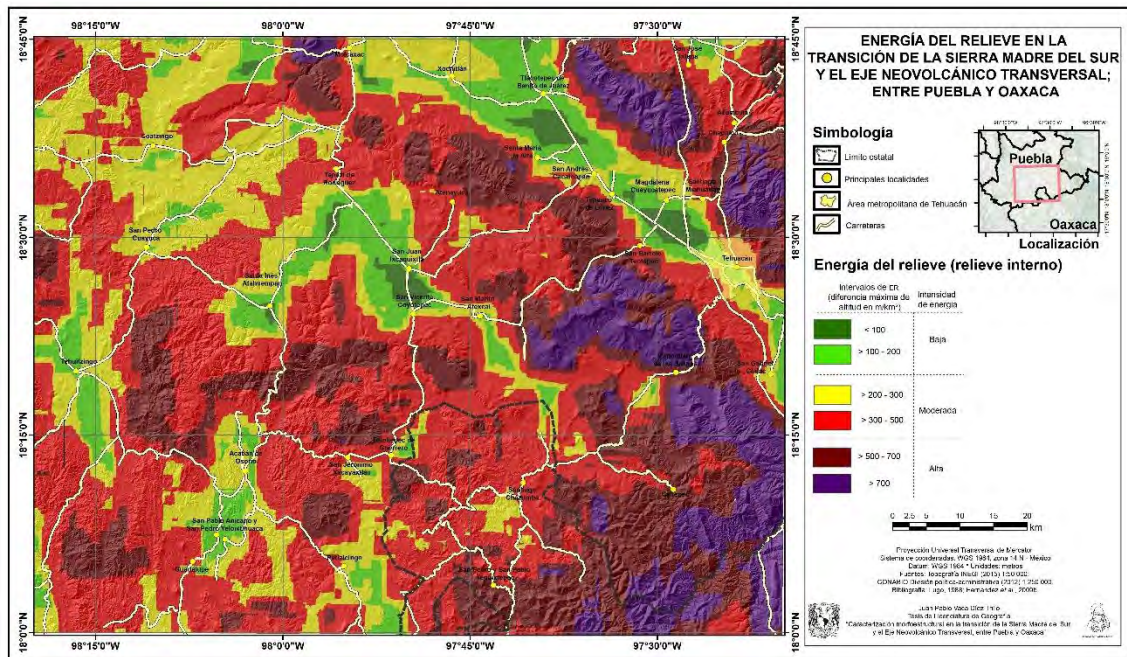


Figura 3.9 Mapa de energía de relieve.

Tabla 3.6 Rangos de valores de energía del relieve.

Rangos de ER (diferencia máxima de altitud en m/km ²)	Intensidad de energía
<100	Baja
>100 a 200	
>200 a 300	Moderada
>300 a 500	
>500 a 700	Alta
>700	

8. *Elaboración de los mapas de las corrientes fluviales*: se utilizaron tres mapas: el mapa de densidad de elementos (corrientes) por área, mapa de profundidad de erosión, y mapa de patrones de la red de drenaje de acuerdo con Morisawa (1985) y la clasificación de orden de corrientes Horton (1945) modificada por Strahler (1952) (Lugo, 1986; 1988; Charlton, 2008).

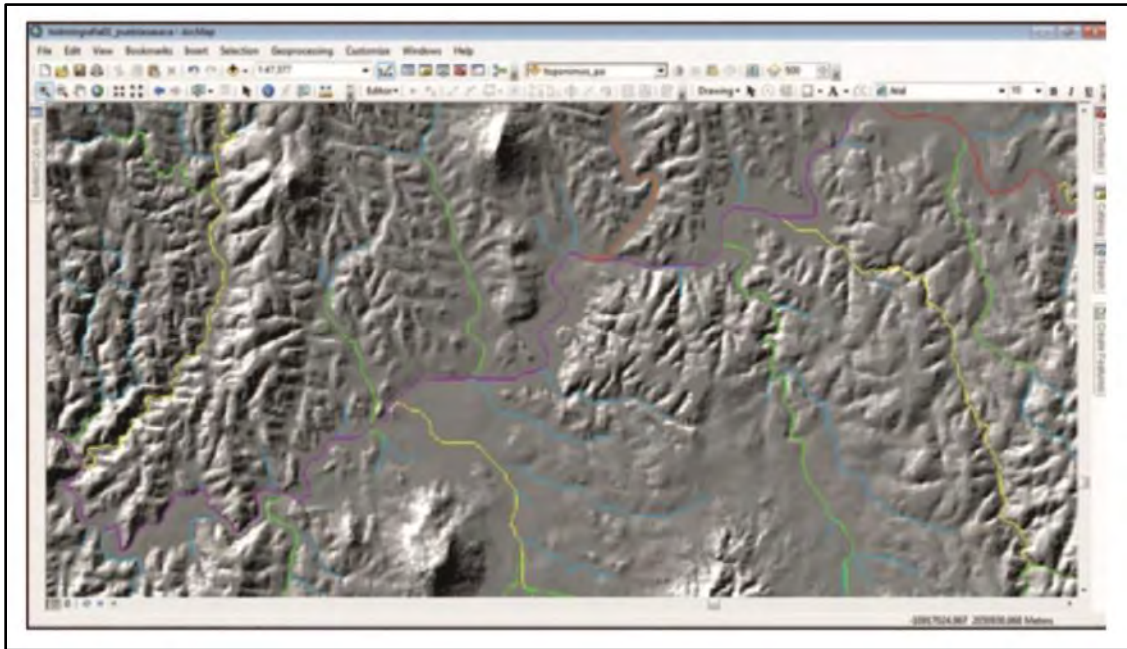
Los mapas de patrones de la red de drenaje y el de clasificación de corrientes, reflejan el proceso evolutivo de la red de drenaje, es decir, dan pista de la etapa de desarrollo del relieve; entre más desarrollada la red, más antigua es (Lugo, 1988), y de acuerdo con Chikischev (1973) *in* Frausto (2002), la configuración de la red fluvial refleja los principales rasgos de la estructura geológica; por lo que los patrones de drenaje son indicadores de las características litológicas y estructurales de una región, ya que definen sus valles de acuerdo a las estructuras geológicas (fallas y fracturas), a la pendiente general o regional máxima y a todas las desviaciones que se presentan en los patrones dendríticos o bien por el flujo en una dirección oblicua al gradiente topográfico regional que pueden ser relacionados a discontinuidades litológicas (García Palomo *et al.*, 2008).

Para realizar estas dos clasificaciones, de patrones y ordenes de la red de drenaje, se basó en la propuesta Morisawa (1985); y propone que la red de drenaje puede ser clasificada en: dendrítica, paralela, radial y enrejada; y que está última a su vez se subdivide en dos por el control estructural en enrejada rectangular y radial (Charlton, 2008). Mientras que la clasificación en órdenes de corrientes se basa clasificación de Horton - Strahler (1952), que suman las afluentes de un mismo orden para dar lugar a la calificación de uno mayor (Gutiérrez Elorza, 2008).

A diferencia de la elaboración de los demás mapas, este se procesó desde ARCGIS, por lo que se exportó el MDE. Desde este software, se aplicaron varios procesamientos de la caja de herramientas (*Arc Tool Box*), utilizando las herramientas de “*Hidrology*”, en el siguiente orden: “*fill*”, remuestra las celdas del MDE “rellenando” las celdas donde haya un cambio abrupto de valores; “*flow direction*”, determina la dirección de flujo de acuerdo el valor de las celdas descendentes; “*flow accumulation*”, determina el agua acumulada de una celda a otra de manera descendente; “*stream definition*”, define un umbral de acumulación para obtener la totalidad de las corrientes; “*stream link*”, determina los nodos de unión de los afluentes o corrientes; y “*stream order*”, que clasifica de acuerdo el método de “*Strahler*” la red de drenaje (Collado y Navarro, 2013). Los productos obtenidos son: un raster de la red de corrientes clasificado en órdenes (figura 3.10), un *shape* de la red de corrientes completo, es decir, donde todos los afluentes están integrados en su sistema de redes. Por lo que el siguiente paso fue clasificar de manera “manual” el patrón que presentaban. Para la clasificación de Horton-Strahler (tabla 3.7) dio que en el área de estudio el orden máximo de corrientes llega a 6, y tiene dos patrones de drenaje: detrítico paralelo representando en gran parte del área de estudio (figura. 3.11), paralelo que se localiza en las laderas y piedemonte de las sierra que flanquean el graben de Tehuacán y en áreas más pequeñas enrejado rectangular como en la Sierra de Zapotitlán.

3.7 Tabla de clasificación de órdenes de la red de drenaje de acuerdo con el método Horton - Strahler (1952).

Órdenes	Número de corrientes
1	168 004
2	81 679
3	42 581
4	20 779
5	8 388
6	3 955



3.10 Acercamiento de la porción SW, cerca de Acatlán en el área de estudio. Los colores azules son las corrientes de orden 1, las verdes de orden 2, amarillas de orden 3, naranjas de orden 4, rojas de orden 5, y moradas de orden 6.

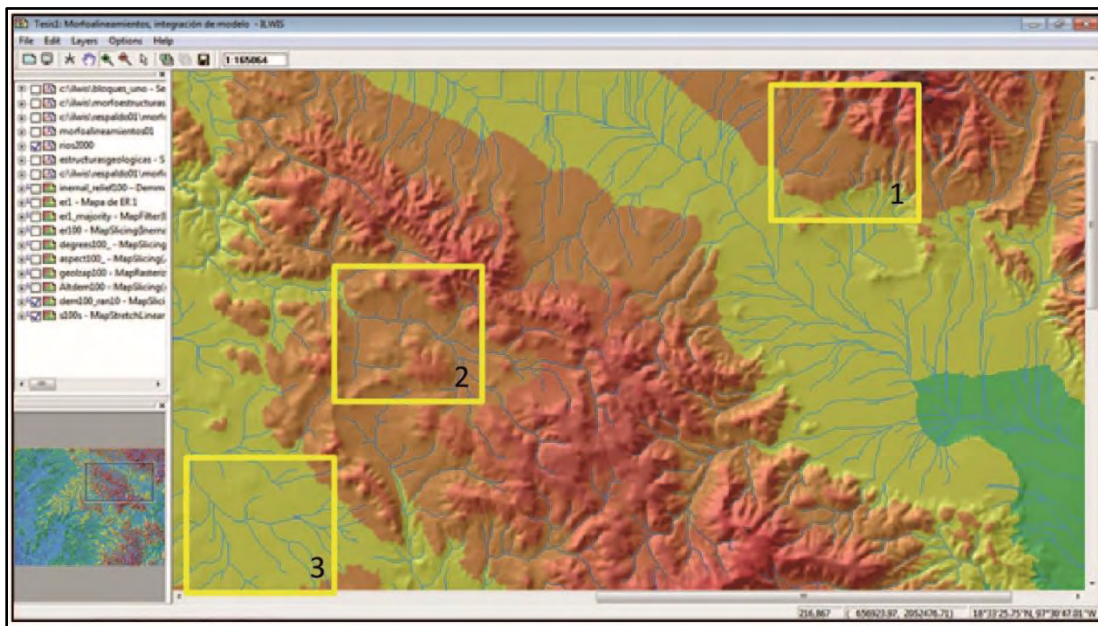


Figura 3.11 Red de corrientes, donde en el graben de Tehuacán (1) se observa el patrón paralelo de corrientes que corresponde a las laderas y piedemonte de las montañas que flanquean al graben, y en la ladera W de la Sierra de Zapotitlán (2) se observa el patrón enrejado rectangular, mientras que en la mayor parte del área de estudio predomina el dendrítico paralelo (3).

Los mapas de la densidad de elementos y profundidad de erosión, miden la cantidad de corrientes fluviales o talweg a partir de un área determinada, y la acción erosiva de las corrientes en la misma área. El primer mapa expresa la saturación de la cantidad de elementos (corrientes) en un área determinada, mientras que el segundo modelo representa la profundidad de erosión entre el talweg y la divisoria; proceso que refleja la intensidad diferencial de la erosión de una zona a otra, en función de condiciones litológicas, estructurales, tectónicas y climáticas (Lugo, 1986; 1988).

Para realizar el mapa de densidad de corrientes por área (figura 3.12), desde ARCGIS; primero se creó un *shape* que crea una retícula de cuadrados de la misma área, conocido como “*Fishnet*”, a partir del *shape* del área de estudio, con este se realizará el muestreo para medir la densidad de las corrientes, con la herramienta “*Fishnet*”. A cada cuadro se le dota de valores geométricos de área y perímetro, el muestreo elegido, debido a la información visual que ofrecía fue 2 500 m². Este *shape* fue relacionado con una tabla que se generó con la herramienta “*Zonal Statistics as table*”, creando una tabla con columnas que calcularon el número de corrientes a partir del *raster* con el área de cada cuadro, y se unió a *shape Fishnet* llamado finalmente como *densidad de corrientes*, el siguiente paso fue convertir los polígonos en un *shape* de puntos y se interpolaron con el método “*Kriging*”. Por último se abren *Propiedades* del *shape*, y la opción “*Symbolology*”, “*Quantities*” y el campo a representar “*Range*”.

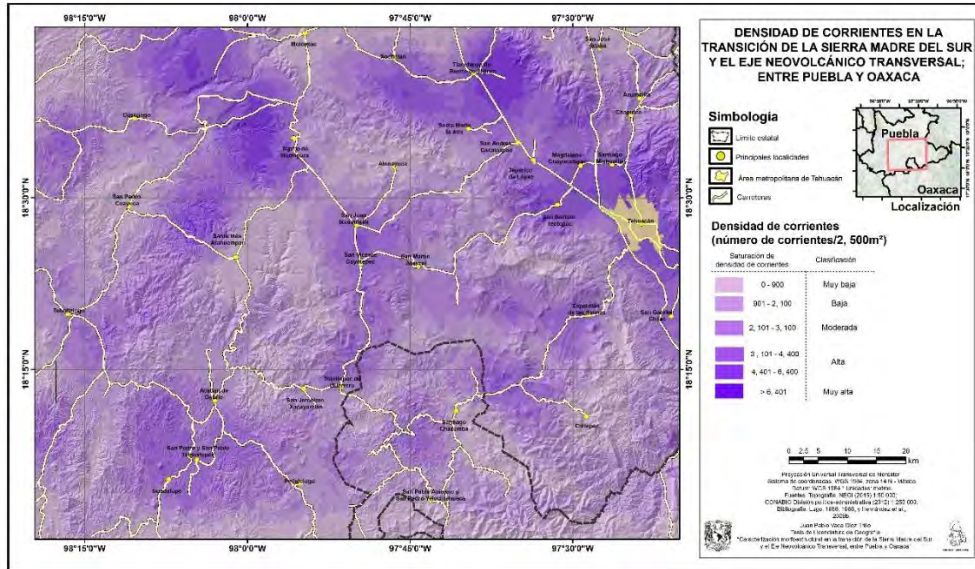


Figura 3.12 Mapa de densidad de corrientes (elementos) por área, expresado en una escala de violetas, donde los más intensos representan una mayor cantidad de elementos en un área de 2.5 km².

En la tabla 3.8, se expresa la densidad de corrientes por área que es el número de corrientes que hay en un área de 2 500 m².

Tabla 3.8 Saturación de la densidad de corrientes en un área de 2 500 m².

Densidad de corrientes	Saturación de densidad de corrientes
0 a 900	Baja
901 a 2 000	
2 001 a 3 100	Moderada
3 101 a 4 400	
4 401 a 6 400	Alta
≥ 6 401	

El mapa de profundidad de erosión (figura 3.13) tiene un proceso similar al de densidad de corrientes, en este caso se usan los mismos *shapes fishnet* de que ya tiene los valores geométricos necesarios, y fue relacionado con el MDE, a través de la herramienta “*Zonal Statictis as table*”, creando una tabla con columnas que calcularon la distancia del punto más alto con el más bajo (expresado en *pixeles*) en cada cuadro del muestreo del *fishnet*, posteriormente esta nueva tabla se unió al

shape fishnet de profundidad de erosión. Por último se abren *Propiedades*, y la opción “*Symbology*”, “*Quantities*” y el campo a representar “*Range*”; este representa la profundidad de erosión del muestreo de 2 500 m². Por ultimo se convirtieron los polígonos en un *shape* de puntos y se interpolaron con el método “*Kriging*”. En la tabla 3.9 se expresa el alcance de la actividad erosiva en metros, del mismo modo en un área de 2 500 m².

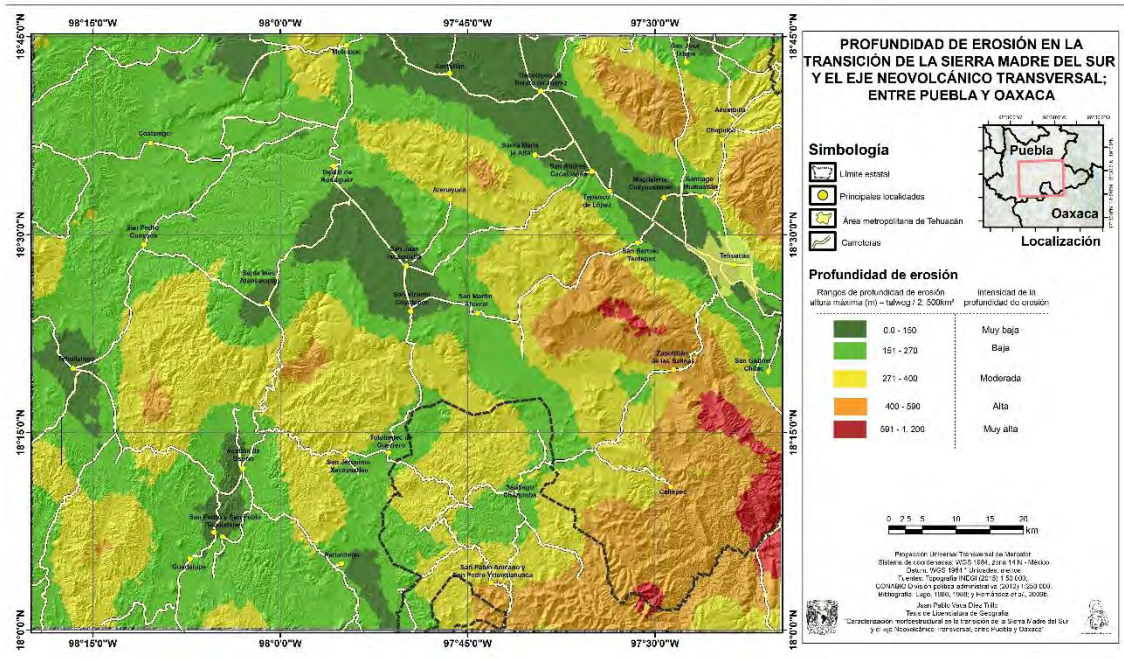


Figura 3.13 Mapa de profundidad de erosión, el color rojo indica en rangos las áreas delimitadas a partir de cuadrados donde la profundidad es mayor, mientras que en verde oscuro las áreas donde la acción erosiva es menor, cada cuadro expresa un área de 2 500 m².

Tabla 3.9 Rangos de profundidad de erosión, que se expresa en m en un área de 2 500 m². La intensidad se relaciona con la actividad tectónica presente en el área de estudio.

Rangos de profundidad de erosión (altura máxima - talweg / km ²)	Intensidad de la profundidad de erosión
0 – 150	Muy baja
151 – 270	Baja
271 – 400	Moderada
401 – 590	Alta
591 – 1 200	Muy alta

Paralelamente se trabajó en la digitalización de las cartas geológico-mineras para obtener por un lado, el inventario de unidades litológicas y estructuras geológicas, que sirvió para realizar la estratigrafía y evolución tectónica del capítulo II; y por el otro lado, tiene como objetivo ser parte del análisis morfoestructural, ya que la información que contiene es de carácter estructural como propiamente las estructuras geológicas (fracturas y fallas) y las litologías (contactos litológicos), y que ayudaron al trazado de los morfoalineamientos.

9. *Elaboración del mapa de unidades litológicas y estructuras geológicas*: uno de los objetivos del análisis geomorfológico consiste en definir y explicar las formas del relieve en relación con sus características estructurales; por lo que un mapa geológico es una representación de la distribución de materiales aflorantes que indican su edad, sucesión estratigráfica y deformación que presentan, por lo que es complementario para explicar las formas del relieve por su forma externa (Peña Monné *et al.*, 1997). Al no contar con una capa vectorial de la geología del área de estudio –ya que esta información resulta ser muy costosa–, se procedió a digitalizar las cartas geológico – mineras (tabla 3.2); estas fueron descargadas en formato “.pdf” y fueron transformadas a imagen (.png), para que se pudiesen digitalizar en alguno de los SIG. Por lo que se evaluó los métodos de digitalización que ofrecen cada SIG, siendo el más práctico y que presentaba menos problemas topológicos el de ILWIS.

Primero se georreferenciaron las cartas geológico – mineras (tabla 3.2) en ILWIS, dotando a las imágenes de valores X y Y, de tal modo que correspondieran con el polígono del área de estudio. Para ello se dotó del sistema de coordenadas, con la proyección UTM y el *Datum* WGS84, en la zona 14N, localizando los puntos extremos de los ejes X y de los ejes Y, y por tanto registrándolos para que la georreferenciación se completará (ITC, 2001).

Una vez obtenidas las imágenes georreferenciadas, se creó un mapa de segmentos con el mismo sistema de coordenadas, y se trazaron todos los límites o fronteras de cada unidad litológica. Al finalizar se hizo una revisión de segmentos “*checking segments*”, el cual consiste en que no haya errores en los segmentos trazados, por ejemplo, un segmento sin nodo o una superposición de un segmento sobre sí mismo. Terminando este proceso, y verificando que no hubiese error en los trazos, se creó entonces a partir del mapa de segmentos el mapa de polígonos, usando la herramienta “*poligonize*” (ITC, 2001). Teniendo el mapa de polígonos en ILWIS, se procedió en completar la información de cada polígono, es decir, agregar

otros atributos, por lo que se exportó a formato *shape*, donde se trabajó en ARCGIS y a su vez exportándose en una hoja de cálculo EXCEL, para volver importarlo al *shape* de unidades litológicas, dotando de cada polígono de una litología, clave geológica, temporalidad cronoestratigráfica y el nombre de la formación o complejo litológico, por lo que se pudo identificar y representar con la paleta de colores adecuada.

Para finalizar el mapa de unidades litológicas y estructuras geológicas (figura 3.17), se digitalizaron las estructuras geológicas reportadas en las cartas del SGM, creando un mapa de segmentos desde ILWIS, y que fueron complementadas con mapas, también georreferenciados, de artículos de Dávalos *et al.* (2007) y Nieto *et al.* (2006); y la imagen satelital *Landsat 8* (tabla 3.3), por último, se completó la tabla de atributos del mismo modo que las unidades litológicas ARCGIS.

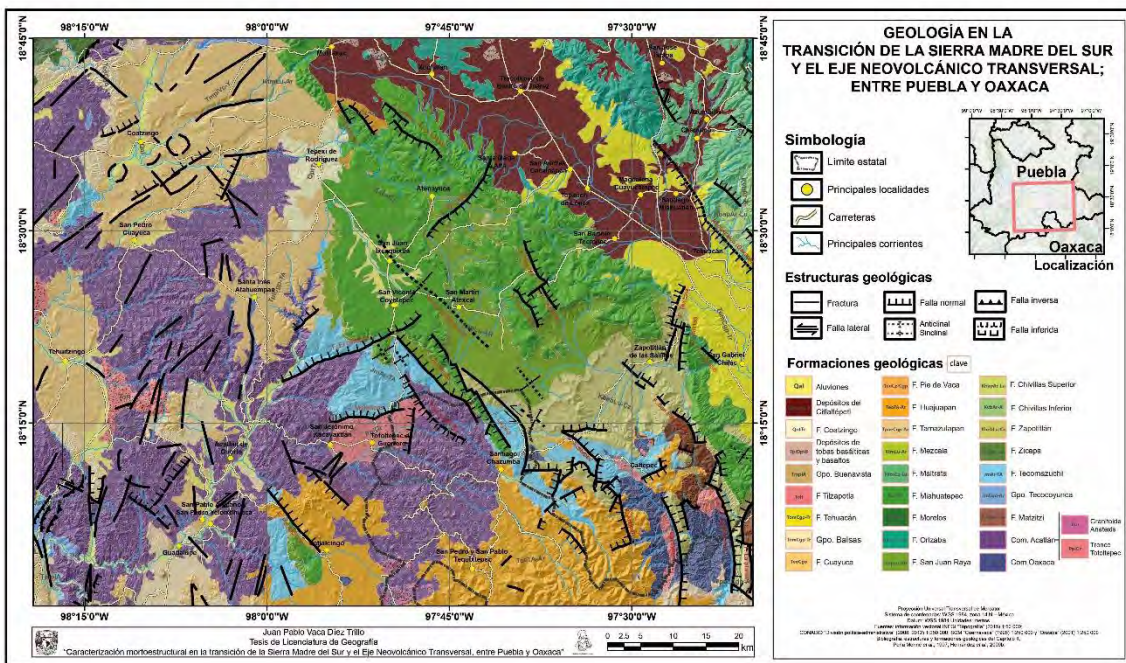


Figura 3.17 Unidades litológicas y estructuras geológicas digitalizadas con base en las cartas geológico- mineras Cuernavaca E14-5(1998) y Orizaba E14-6(2001) (del SGM y los artículos de Dávalos *et al.* (2007) y Nieto *et al.* (2006). Se muestran las unidades con sus respectivos colores de acuerdo a la cronoestratigrafía y las líneas en color negro las estructuras geológicas.

III. Procesamiento de imágenes satelitales

La percepción remota es la ciencia y el arte de obtener información sobre un objeto, área o fenómeno a través del análisis de datos adquiridos por dispositivos que no están en contacto directo con lo que se desea estudiar. Este proceso envuelve la adquisición propia de la información y el posterior análisis de la misma para comunicarla a un usuario final (Lillesand *et al.*, 2004).

El procesamiento de imágenes, fue soporte y una herramienta más para el análisis geomorfológico morfoestructural y geológico estructural; como García Palomo *et al.*, (2008), sugieren el uso de la combinación de las bandas para obtener productos en falsos color para la identificación de morfoalineamientos y rasgos geomorfológicos, a partir de la imagen satelital *Landsat 8* (tabla 3.3).

Los elementos metodológicos básicos en la interpretación de imágenes de acuerdo con Lillesand *et al.* (2004), y que también Guerra (1980) propone en sus trabajos en fotogeología para identificar las estructuras geológicas son los siguientes: a) *forma* general de objeto, configuración y límites; b) *tamaño* del o de los objetos en contexto de escala; c) *patrón* del arreglo espacial de los objetos; d) *tono* o brillo relativo de los objetos; e) *textura* que es el cambio de frecuencia de la tonalidad de la imagen; f) *sombra*, para la identificación de los límites de los objetos vistos por la incidencia de la luz; g) *sitio* o localización topográfica o geográfica permitiendo la contextualización del objeto o fenómeno; h) *asociación*, que es la ocurrencia de las características del objeto con respecto a otras; i) *resolución*, la cual depende muchos factores, como la experticia del interprete en la identificación de elementos y características de la imagen; y j) otros factores a considerar como la escala, balance de colores y las condiciones de la imagen.

La aplicación de la percepción remota en la geología y geomorfología recae en la identificación de morfoalineamientos y otros elementos como las corrientes, escarpas, montañas y las diferentes tonalidades de las áreas que expresan fracturas y zonas de falla o cizalla. Por lo que la detección de lineamientos y otras características topográficas indican la relación entre alguna entidad con la fuente de iluminación, ya que con ellos se identifican las orientaciones de las estructuras. La aplicación de la combinación de las diferentes bandas de las imágenes extiende la interpretación, ya que resalta además de las estructuras, los cambios litológicos y otros fenómenos que se relacionan con el tipo de roca y las características ambientales del área estudiada (Lillesand *et al.*, 2004).

Las imágenes *Landsat* fueron obtenidas a través del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), *Landsat 8* obtiene las bandas electromagnéticas e información de dos sensores, el primero denominado OLI (*Operational Land Imager*) y el sensor térmico infrarrojo (TIRS) *Thermal Infrared Sensor*. Las bandas espectrales del sensor OLI son similares a *Landsat ETM+*, proporcionado dos nuevas bandas la 1, un canal profundo de azul visible, para recursos hídricos, y la 9, un canal infrarrojo para la detección de nubosidad; adicionalmente se agregó un nueva banda de control de calidad que detalla la presencia de nubes, agua y nieve. Por otra parte, TIRS recopila las bandas espectrales de longitud de onda de los sensores TM y ETM+ (Lillesand *et al.*, 2004; IGAC, 2013).

La distribución de las bandas de OLI y TIRS, se encuentran en la tabla 3.10, otras características de las imágenes *Landsat 8* es la resolución radiométrica de 12 bits; el tamaño del pixel para las bandas 1-9 y 9 es de 30 m, 8 de 15 m y 10 y 11 de 100 m con posibilidad de remuestreo a 30 m. Las imágenes están en formato *GeoTIFF*, en proyección UTM, Datum WGS84, el tamaño aproximado de la escena es de 170 km de N-S, y 183 km de E-W (IGAC, 2013).

Tabla 3.10 Distribución de bandas de *Landsat 8* (IGAC, 2013).

Bandas	Longitud de onda (micrómetros)	Resolución en metros
1 Aerosol costero	0.43 - 0.45	30
2 Azul	0.45 - 0.51	30
3 Verde	0.53 - 0.59	30
4 Rojo	0.64 - 0.67	30
5 Infrarrojo cercano (NIR)	0.85 - 0.88	30
6 SWIR 1	1.57 - 1.65	30
7 SWIR 2	2.11 - 2.29	30
8 Pancromático	0.50 - 0.68	15
9 Cirrus	1.36 - 1.38	30
10 Infrarrojo térmico (TIRS) 1	10.60 - 11.19	100
11 Infrarrojo térmico (TIRS) 2	11.50 - 12.51	100

En el procesamiento digital de imágenes, Lillesand *et al.* (2004) proponen una serie de operaciones asistidas por *softwares*; estas tienen como propósito mejorar la calidad de la imagen de acuerdo con los objetivos propuestos, ya que se obtiene una imagen en crudo

y necesita por tanto aplicar ciertas operaciones matemáticas para descifrar lo contenido en ellas; las cuales fueron:

- a) *Rectificación y restauración de la imagen*; consiste en corregir la distorsión geométrica, calibrar la información radiométrica y eliminar el ruido (datos innecesarios) en la información.
- b) *Realce de la imagen*; envuelve la distinción de las características de toda la escena, su objetivo es crear nuevas imágenes de la original, y que cada nueva imagen ha sufrido un realce en su contenido mostrando características que pueden ser fácilmente observables por la combinación de las bandas espectrales.
- c) *Clasificación de la imagen*; el propósito es ofrecer un análisis visual de la imagen con técnicas cuantitativas de la identificación de las características de la escena. Se basa en decisiones estadísticas a partir del reconocimiento del patrón espectral, posteriormente se categoriza a los píxeles en clases o temáticas, para poder cartografiarse y analizarse; se cuenta con tres métodos para la clasificación: supervisada, la no supervisada e híbrida.
- d) *Unión de la información e integración en un SIG*; dota a la imagen de referencia espacial con otros documentos del área de estudio y con la participación de un SIG, se cartografían los elementos de interés.

Las operaciones de tratamiento que Lillesand *et al.* (2004) antes mencionadas se realizaron desde la plataforma de ARCGIS. Inicia con la referenciación espacial de la imagen con las coordenadas y proyección de los archivos *shape* y *raster* del área de estudio; esto se hizo a partir de las propiedades de la imagen, importándose el sistema de proyección de cualquier archivo del área de estudio a la imagen *Landsat 8*.

Como se mencionó, las bandas propuestas y utilizadas para realizar los compuestos en falso color (García-Palomo *et al.*, 2008), van del azul visible al infrarrojo, y permitieron la identificación de alineamientos (estructuras geológicas) y geoformas en el área de estudio, además se usaron las bandas 8 y 9 para determinar la calidad de la imagen, y comprobar su utilidad para la interpretación; los compuestos de bandas fueron realizados en ARCGIS 10.3 con la herramienta “*Image Analysis*” aplicando la herramienta “*Composite bands*” producidos se muestran en la tabla 3.11. En la figura 3.18 se observa uno de los compuestos de bandas en falso color, con el cual se trazaron lineamientos identificando los patrones lineales y de densidad de la imagen.

Tabla 3.11 Se muestra los productos de cada combinación de bandas para la identificación de alineamientos y geofomas (Martín *et al.*, 2007; Collado y Navarro, 2013).

Compuestos en falso color	Utilidad
4-3-2	Color natural
5-4-3	Infrarrojo; identifica zonas con humedad relacionada a los patrones de distribución vegetal y de corrientes; con lo que se puede identificar patrones de fracturamiento.
6-3-2	Falso color para distinguir la textura de la superficie.
7-4-1, 7-4-2, 4-5-7, 5-7-3	Conjuntos de falso color, identifica diferentes unidades litológicas y los contactos entre las mismas.

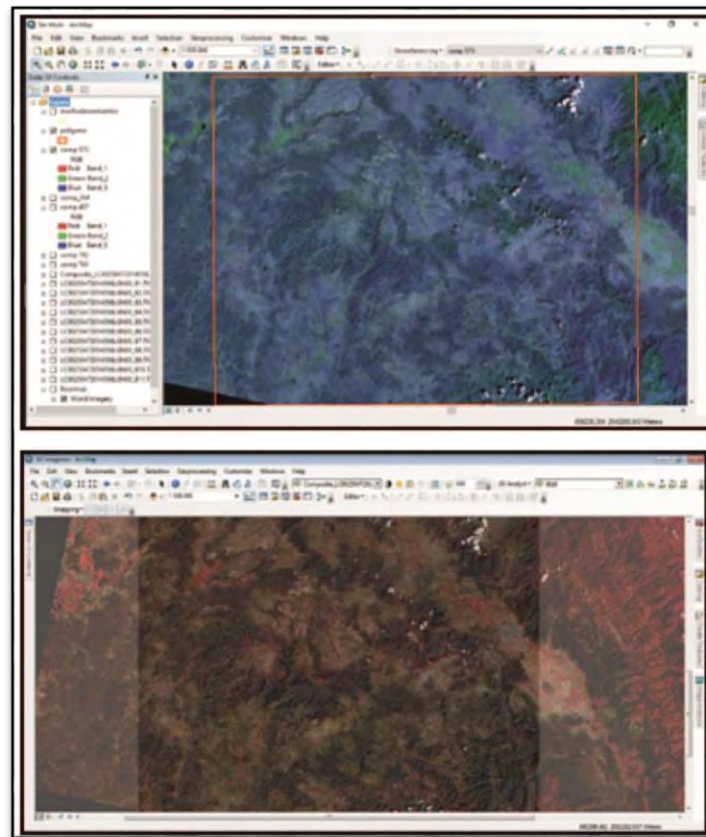


Figura 3.18 Arriba imagen en falso color, compuesto de bandas 5-7-3, los colores verdes y azules indican los cambios entre unidades litológicas y estructuras relacionadas, abajo imagen en falso color, infrarrojo con transparencia del 30% con el MDE, indica la humedad en la superficie relacionada a la vegetación y cuerpos de agua como corrientes, que se relacionan a los patrones de fracturamiento de la roca.

IV. Integración de los mapas geomorfológicos preliminares A y la interpretación de la imagen satelital para la confección del mapa de Morfoalineamientos

Los lineamientos son estructuras geológicas o rasgos geomorfológicos de carácter regional, con orientación definida y dominante en línea recta o ligeramente curva, son de origen endógeno (tectónico); y se reconocen en líneas de costa, valles fluviales, cadenas montañosas, escarpes, volcanes alineados, depresiones alargadas (trincheras, fosas tectónicas, fosas fractura, etc.), y son posibles por las estructuras geológicas (ejes de pliegues, fracturas, grietas y fallas), con expresión en el relieve (Lugo, 1988; 2011).

El reconocimiento de elementos lineales del relieve se obtiene mediante la interpretación del mapa topográfico escala 1:50 000, la interpretación de las imágenes satelitales procesadas, aunado a la interpretación del mapa geológico del área de estudio, que contiene las unidades litológicas y estructuras geológicas; y los modelos morfométricos como el modelo altimétrico, de relieve sombreado, de pendientes, de orientación de ladera, de energía del relieve, órdenes y patrones de corrientes fluviales y densidad de corrientes, profundidad de erosión y energía del relieve, siendo estos últimos también apoyo para el mapa morfoestructural y de interpretación morfotectónica; así como los modelos morfográficos, el mapa morfogenético y de categorías y subcategorías del relieve (Lugo, 1986;1988; Demek y Embleton, 1978; Frausto, 1995; Hernández *et al.*, 1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012; García Palomo *et al.*, 2008).

El mapa de morfoalineamientos tiene como fin detectar los principales elementos lineales del relieve, proporcionando información de la actividad tectónica local y regional, y por tanto el arreglo morfoestructural de una región (Frausto, 1995). La interpretación y el trazo de los morfoalineamientos se hicieron sobreponiendo las capas de información en formato *map* en ILWIS, por lo que se importaron a *shapes*, de igual modo los *raster a raster map* que se realizaron en ARCGIS. Se creó un mapa de segmentos, llamado *morfoalineamientos* y se desplegaron todos los mapas en un proyecto (ITC, 2001).

Se inició desplegando como base el modelo de relieve sombreado, agregando las demás capas (mapas o modelos) con transparencia de 50% siguiendo las recomendaciones de Lugo (1988) y Palomo García *et al.* (2008), en la interpretación de los morfoalineamientos. Siguiendo la metodología que propone Bashenina *in* Demek y Embleton (1978) el análisis, la interpretación y trazado de morfoalineamientos se desarrolló de la siguiente manera:

- De acuerdo con Simonov (1977) *in* Frausto (1995), el mapa o modelo altimétrico tiene por objeto expresar de manera clara e inmediata al relieve en su totalidad, denotando los contrastes altitudinales, para identificar las principales estructuras tectónicas, así como caracterizar el relieve, y definir los lineamientos y direcciones preferenciales de las unidades del relieve. En el modelo altimétrico se trazaron los lineamientos que eran identificables por la representación agrupada de alturas en los rangos.
- Con respeto al análisis de las unidades litológicas y estructuras geológicas, se marcaron las fracturas y fallas, como también los contactos litológicos que tuvieran expresión clara en el relieve. Por ejemplo, en el graben de Tehuacán los *horst* están delimitados por el sistema de fallas de Oaxaca al oriente, y al poniente se expresa el sistema de fallas Caltepec o Tamazulapan (Nieto *et al.*, 1995; 2006; Dávalos, 2006; 2007; Santamaría *et al.*, 2008).
- De igual modo, con el mapa de corrientes fluviales clasificado en órdenes de Horton-Strahler (1952) y patrones de corriente, de acuerdo con Morisawa (1985), se marcaron los patrones lineales rectos, ya que el talweg se desarrolla preferentemente en la debilidad de la roca, en fracturas o fallas, según Chikischev (1973) *in* Frausto (2002), y en corrientes de orden mayor o igual a 3, ya que indican, que indican cierto nivel de desarrollo del relieve.
- La aplicación del modelo de pendientes clasificado de acuerdo con van Zuidam (1985; 1986) *in* López Blanco *et al.* (1996), se realizó observando los rasgos morfológicos donde el cambio de pendiente es abrupto y formando un lineamiento. Esto puede indicar la acción de la tectónica regional, por medio de estructuras geológicas como fallas, fracturamientos, el hundimiento/levantamiento de bloques, o por la actividad erosiva en respuesta de los anteriores. Por otro lado, las pendientes se generan por la resistencia diferencial de las rocas, el cambio del nivel base de erosión relacionado a la intensidad de los procesos endógenos (Lugo, 1986: 1988; López Blanco *et al.*, 1996).
- Por otro lado, el modelo de orientación de ladera fue apoyo en el trazado de lineamientos por la identificación de los principales talweg y parteaguas de las montañas, además indica las orientaciones generales en ciertos sectores (López Blanco *et al.*, *op.cit.*)
- El modelo de energía del relieve, como el de densidad de corrientes y profundidad de erosión se utilizaron para dar más detalle al trazado de morfoalineamientos, en función de los sectores que presentaran mayor intensidad la actividad erosiva, sería

mayor la actividad tectónica y mayor el desarrollo de estructuras geológicas; y por tanto, mayor es el reflejo en el relieve. Estos modelos fueron utilizados con mayor detalle en la delimitación de las morfoestructuras y en la interpretación morfotectónica.

Por último, en el mapa de morfoalineamientos (figura 3.19) se realizó una revisión de segmentos con “*check segments*”, cuidando que no se solaparan unos con otros y que no hicieran nodos; además manualmente se examinó que los segmentos fueran unidireccionales, es decir, que no hubiese en ellos nodos de inflexión, ya que afectaría en la caracterización y la modelación de la rosa de morfoalineamientos (ITC, 2001). El siguiente paso fue la confección del mapa de densidad de morfoalineamiento, la obtención de las rosas de orientaciones y la obtención de información a través de histogramas que apoyaran en la interpretación morfoestructural y morfotectónica.

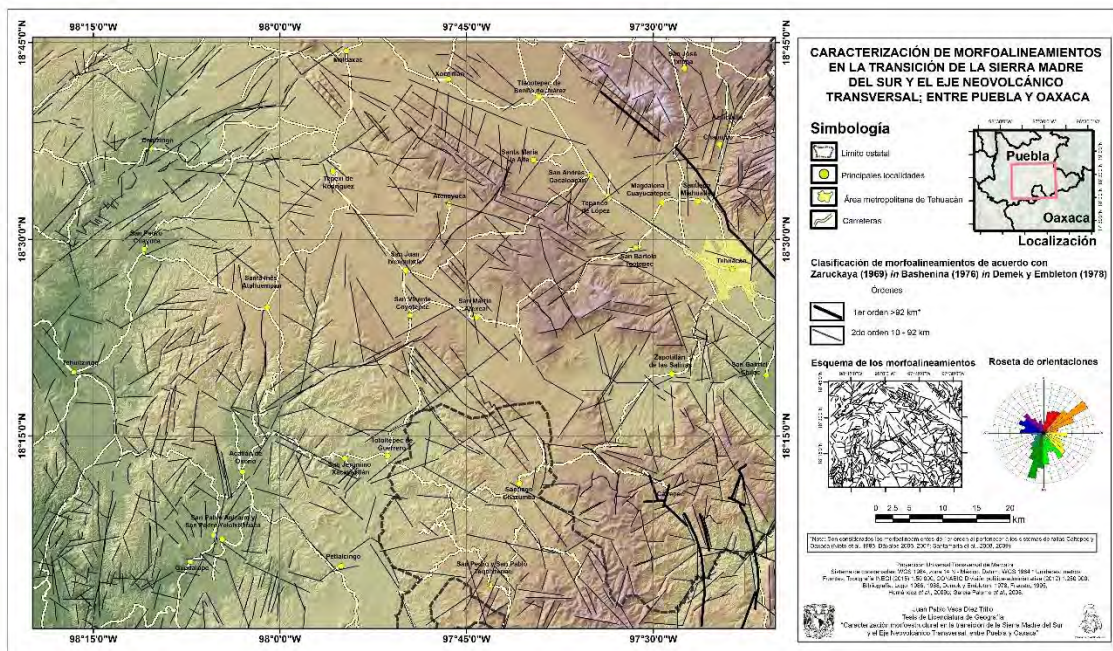


Figura 3.19 Mapa de Morfoalineamientos del área de estudio, las líneas negras y grises representan los morfoalineamientos identificados.

- 1) *Mapa de densidad de morfoalineamientos*: la realización del mapa de densidad de morfoalineamientos (figura 2.20) tiene similitud con el procedimiento del modelo de densidad de corrientes. Por lo que se trabajó en ARCGIS, exportando el mapa de

segmentos a *shapefile*; una vez exportado, se transformó a formato *raster*. El siguiente paso fue crear el *fishnet*, de igual modo el muestreo cuadricular fue de 2 500 m², y se prosiguió a calcular los valores de rangos de densidad de morfoalineamientos en cada uno de los cuadros. Por último, se abrieron las “*Propiedades*” del *shape*, en “*simbología*” se eligió representar “*Quantities*” y valor se eligió rango.

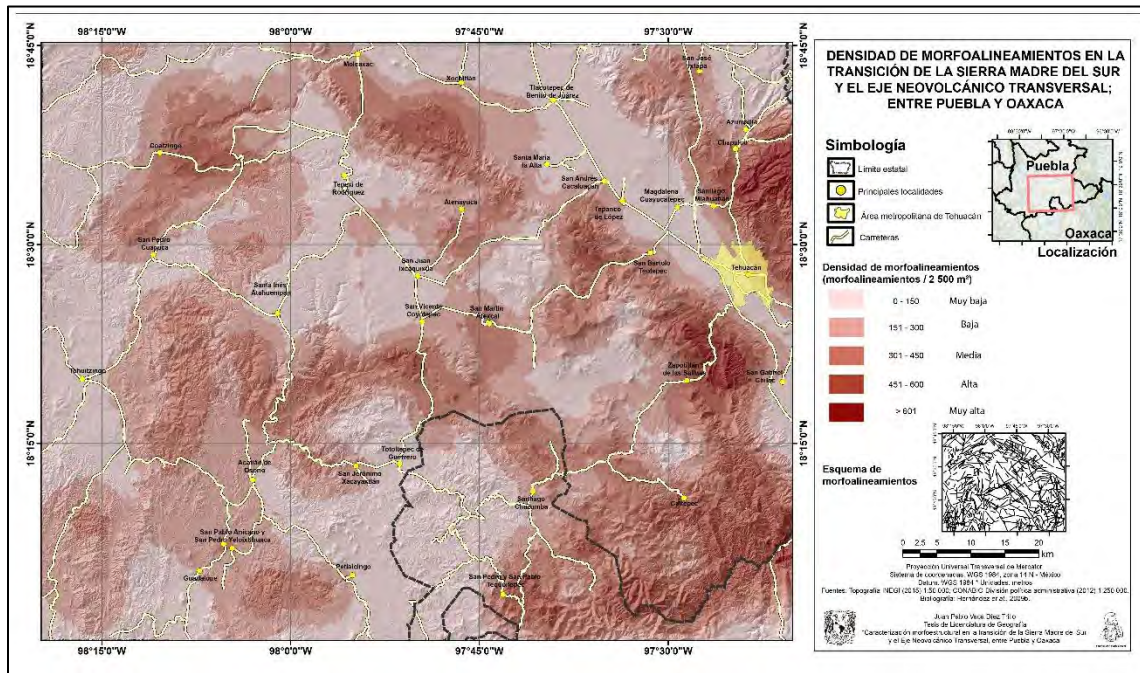


Figura 3.20 Mapa de densidad de morfoalineamientos, de acuerdo a la intensidad del color rojo se representan las áreas donde la densidad de ellos es mayor.

Para complementar los morfoalineamientos, y realizar una interpretación morfoestructural, se hizo una *caracterización de morfoalineamientos y rosa/roseta de morfoalineamientos*: en la tabla de atributos del *shape* de morfoalineamientos se calcularon las longitudes en metros de los morfoalineamientos, aplicando la herramienta en “*Arc Tool Box*”, en caja de “*Data Management Tool*”, la opción “*Bearing distance to line*” de “*Features*”, que calcula las coordenadas X y Y de inicio, la longitud y el azimut de cada lineamiento. Una vez calculado se procedió a obtener el histograma de frecuencias de longitudes (figura 3.21) de los morfoalineamientos trazados, y un histograma de orientaciones (figura 3.22) generales de los mismos.

Posteriormente se clasificó los morfoalineamientos dependiendo su longitud y profundidad, partiendo de la hipótesis que entre mayor sea la longitud de un lineamiento es mayor su profundidad, y por tanto su expresión en el relieve. De acuerdo a la clasificación

de fallas (lineamientos) en ordenes de acuerdo a su significado en el relieve que propone Bashenina *in* Zaruckaya (1969) *in* Bashenina (1976) *in* Demek y Embleton (1978), las zonas de fallas profundas se diferencian por zonas móviles con diferentes direcciones y movimientos verticales y su longitud es de cientos de kilómetros, a estos corresponderían las fallas, ejemplo de estas fallas son Motagua - Polochic al sur del país. Un orden menor corresponde a las fallas profundas de carácter regional, que separa morfoestructuras móviles como plataformas, sistemas montañosos, anticlinales y sinclinales y delimitan cursos de los ríos, valles, y es del orden de cientos de kilómetros. Un nivel inferior, corresponden a las fallas profundas que dividen regiones en subregiones y en bloques estructurales del orden de algunos cientos de kilómetros. El siguiente nivel corresponde a la fallas que dividen bloques estructurales de morfoestructuras, como horst, cordilleras, depresiones, y son del orden de las decenas de kilómetros. Por último, están tres niveles inferiores de fallas, que van de algunas decenas de kilómetros a las decenas de metros, por lo que por su magnitud controlan morfoestructuras y micromorfoestructurales. De este modo, se puede observar en la tabla 3.12, el número de fallas clasificadas por su longitud e inferir su profundidad: siendo una herramienta más para el análisis morfoestructural.

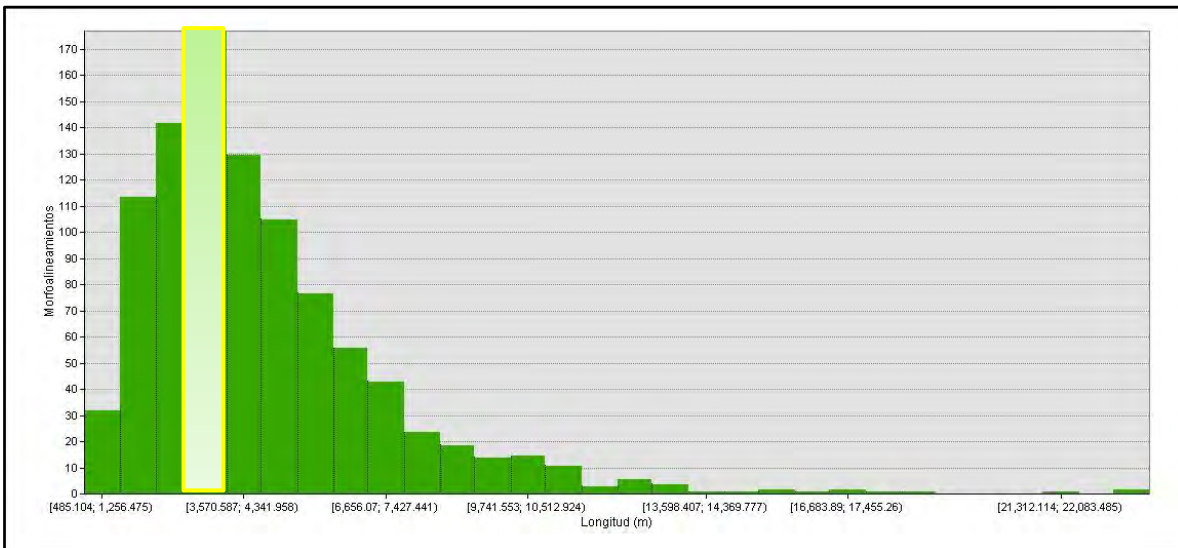


Figura 3.21 Histograma de longitudes de los morfoalineamientos, se puede observar que los morfoalineamientos que tienen una longitud de 3 500 m son los que reflejan una mayor tendencia.

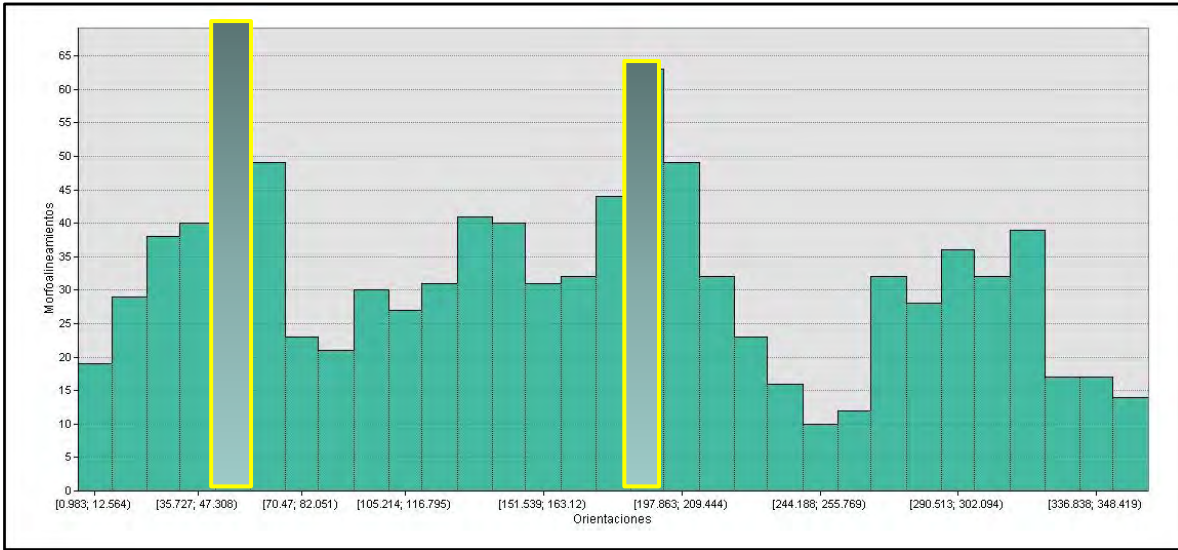


Figura 3.22 Histograma de tendencias en las orientaciones de los morfoalineamientos; hay una tendencia en los morfoalineamientos orientados NE-SW.

Tabla 3.12 Clasificación de los lineamientos o fallas de acuerdo con Zaruckaya (1969) in Bashenina (1976) in Demek y Embleton (1978). Nota: los lineamientos de orden I, corresponden a estructuras que por su tamaño no aparecen por completo en el mapa, y que de acuerdo con Dávalos (2006) y Nieto *et al.* (1995) son estructuras que son 100 km de longitud.

Orden de las fallas o lineamientos	Número de fallas o lineamientos	Rangos de longitud	Descripción
I	15	>92 km	Sistema de fallas Oaxaca y Tamazulapan – Caltepec; fallas profundas que dividen grandes regiones. Corresponden a la división de los terrenos tectonoestratigráficos, a la morfoestructuras de orden II
II	969	10 a 92 km	Sistemas de fallas poco profundas que dividen a las regiones en subregiones o grandes bloques; es decir morfoestructuras de orden III y IV.

La rosa de morfoalineamientos ayuda a visualizar las tendencias de orientaciones de los lineamientos, para ellos se obtuvieron varios productos: uno general que muestra las orientaciones de la totalidad de los lineamientos trazados, y otros 4 que representan los lineamientos por sistema morfoestructural. Esto se realizó con la información de los azimut obtenidos con la herramienta “*Bearing distance to line*”; posteriormente se exportó la información a una hoja de cálculo y a un programa llamado *Rozeta 2.0* (Rozeta, 2016), el cuál a partir de archivos “.txt” genera información gráfica, por lo que de la hoja de cálculo se copió la columna *Bearing* o *Azimut*, y se creó una hoja de notas para poderla desplegar en el programa. Se obtuvieron dos productos por cada tabla; la general y de cada bloque de orden III, la rosa o roseta de lineamientos (figura 3. 23) y los datos estadísticos divididos por grados (figura 3. 24); mostrando la frecuencia de orientaciones de dos maneras (Puerta *et al.*, 2013; Griem, 2015).

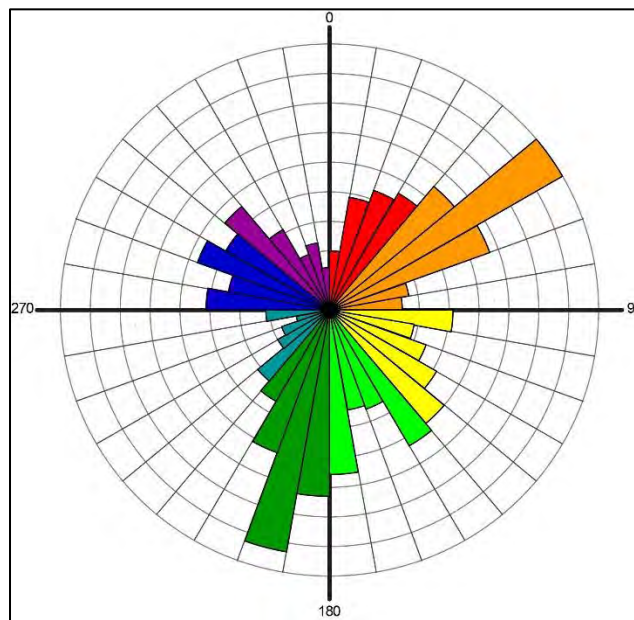


Figura 3.23 Diagrama de rosa de orientaciones de lineamientos del área de estudio, se puede observar la tendencia de orientaciones preferente de NE-SW, cada círculo interior indica la cantidad de datos en un rango (Griem, 2015).

	Range	Count	Azimuth
1.952610	11 - 20	27	14.00116416940; 19.78606711790; 15.84816055030; 15.86245332340
2.228392	21 - 30	30	26.21301703560; 28.48909419980; 28.53545677140; 28.29272540320
3.365917	31 - 40	32	32.68868013920; 38.72060118640; 33.58333520020; 36.59946142540
4.301703	41 - 50	38	45.87423632560; 42.27934003330; 42.88910595520; 42.86273401370
5.168106	51 - 60	63	51.02482747740; 51.01351292260; 59.14142440550; 57.47873777020
6.968019	61 - 70	40	69.26567745750; 60.51654568630; 65.42942880720; 63.53534542930
7.114348	71 - 80	19	70.96645917310; 77.5773468520; 73.39957150990; 70.91800961110
8.367745	81 - 90	17	81.74944838700; 86.56789000640; 69.94973504630; 85.06406241640
9.186981	91 - 100	29	94.48952610020; 93.82206917650; 98.39479670680; 98.12114276150
10.773468	101 - 110	20	106.27989060400; 101.05784690000; 101.08700607800; 103.0805294
11.382636	111 - 120	24	112.56271546100; 117.05070457600; 112.35148732800; 115.2815133
12.354979	121 - 130	29	129.21719063700; 120.90378071700; 128.47961974000; 124.1234887
13.311598	131 - 140	35	135.98261476400; 132.52018950000; 132.07486898300; 138.3277046
14.360118	141 - 150	37	142.06970213600; 149.10279205400; 143.39438042800; 145.2886938
15.182747	151 - 160	25	156.22811598600; 153.30938265300; 160.36638393300; 160.3666034
16.351292	161 - 170	24	163.78186938200; 170.19337888100; 161.17304725600; 162.4181550
17.306917	171 - 180	39	179.00168106400; 174.62582636000; 173.74855191700; 170.9915668
18.354568	181 - 190	44	185.05530501700; 180.80694412800; 189.15896364900; 184.6852529
19.309419	191 - 200	58	191.99867811700; 194.61860541800; 200.05610650000; 196.9616073
20.711772	201 - 210	36	201.09139221600; 203.18163338800; 205.50242510700; 205.5816212
21.139221	211 - 220	25	216.30228392900; 217.24279471100; 213.14763889500; 214.5028545
22.733987	221 - 230	22	227.56388987400; 225.67180989700; 224.65665457000; 223.7783604
23.338265	231 - 240	14	232.48114348300; 232.88812287100; 230.59958629800; 235.1073928
24.389050	241 - 250	12	243.09565435500; 240.69134635400; 243.54607087400; 245.2198419
25.142440	251 - 260	8	251.95863385600; 257.65976534300; 257.08976543800; 254.6443500
26.357967	261 - 270	15	265.86245981700; 266.99520657800; 265.04389723500; 267.8316620
27.186938	271 - 280	29	276.79030830200; 274.93560351500; 271.88079737000; 277.4263209
28.355191	281 - 290	24	287.52202087300; 282.01403345000; 284.31366579400; 290.1933924
29.163338	291 - 300	33	295.91373530500; 295.70818816200; 297.79696736300; 293.4613274
30.367811	301 - 310	28	304.31886305600; 308.69779194600; 306.78440921900; 305.4644998
31.030830	-	-	-

41 - 50	38	45.87423632560; 42.27934003330; 42.88910595520; 42.86273401370
51 - 60	63	51.02482747740; 51.01351292260; 59.14142440550; 57.47873777020
61 - 70	40	69.26567745750; 60.51654568630; 65.42942880720; 63.53534542930

Figura 3.24 Frecuencia de orientaciones, se muestra que hay 63 lineamientos con orientación de 51° a 59°, una orientación preferente NE-SW.

V. Mapas geomorfológicos preliminares B

En la elaboración de los mapas geomorfológicos preliminares B (Anexos A.3), fueron necesarios los mapas de densidad de corrientes, profundidad de erosión, energía del relieve, y los mapas de morfoalineamientos. Del mismo modo, se trabajó en ILWIS y ARCGIS, migrando de un software a otro para poder trazar y obtener la información requerida. Se realizaron 3 mapas geomorfológicos preliminares B: mapa de morfoestructuras de orden III y IV, mapa de alturas mínimas y máximas de cada bloque, y mapa de morfoisohipsas; que fueron necesarios para la clasificación morfoestructural propuestas por Hernández *et al.* (1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012).

Como se mencionó en el Capítulo I, y se retoma en un apartado más adelante, los bloques de la clasificación morfoestructural de Hernández *et al.* (2009b), que se trazaron son de orden III y IV, debido a la escala y objetivos del presente trabajo.

1. *Mapa de morfoestructuras de orden III y IV*; la producción del mapa de las morfoestructuras de orden III y IV se realizó desde ILWIS, sobreponiendo las capas de densidad de corrientes, profundidad de erosión, energía del relieve, densidad de morfoalineamientos y morfoalineamientos. El primer paso fue trazar los bloques de orden mayor, a partir de morfoalineamientos con mayor expresión en el relieve. Bashenina *in* Demek y Embleton (1978), menciona que las fallas o fracturas (lineamientos) están clasificadas en órdenes de acuerdo a su longitud y profundidad, y por lo tanto en su expresión en el relieve; siendo así la división de las morfoestructuras de diferentes órdenes, y que, gran parte de estas morfoestructuras están conectadas a los procesos que ocurren en la parte superior del Manto, es decir, en la astenosfera; por lo que las estructuras de mayor extensión son delimitaciones de la propia Corteza, un ejemplo es el límite de dos placas tectónicas. Otro elemento a considerar es la identificación de morfoestructuras de acuerdo a su carácter pasivo o activo a través de sus elementos en el relieve: escarpes, *riffts*, cadenas montañosas, volcanes, *horst*, por mencionar algunos; ya que expresan los cambios sensibles del relieve por la actividad endógena, como los sismos o magmatismo, y los desplazamientos en la vertical y horizontal/lateral de los bloques. Las morfoesculturas que son creadas por erosión y sedimentación modifican las características tectónicas originales, por lo que se clasifica asociando estos procesos y agentes, teniendo en cuenta que el agente tectónico siempre está

presente. Por último, los límites geomorfológicos son símbolos de cada región tectónica, es decir, se diferencian por ser levantamiento o subsidencia de los bloques (Kostenko, 1975; Hernández *et al.*, 1994, 2009b).

De este modo se trazaron los bloques de orden mayor (orden III), que sirven como guía para los de menor, aplicándose los mismos criterios; los mapas de densidad tanto de corrientes como de morfoalineamientos, energía del relieve y profundidad de erosión son guía para identificar los sitios donde los procesos tectónicos y sintectónicos son más intensos, y por tanto identificar de mejor manera los bloques de orden IV (figura 3.25).

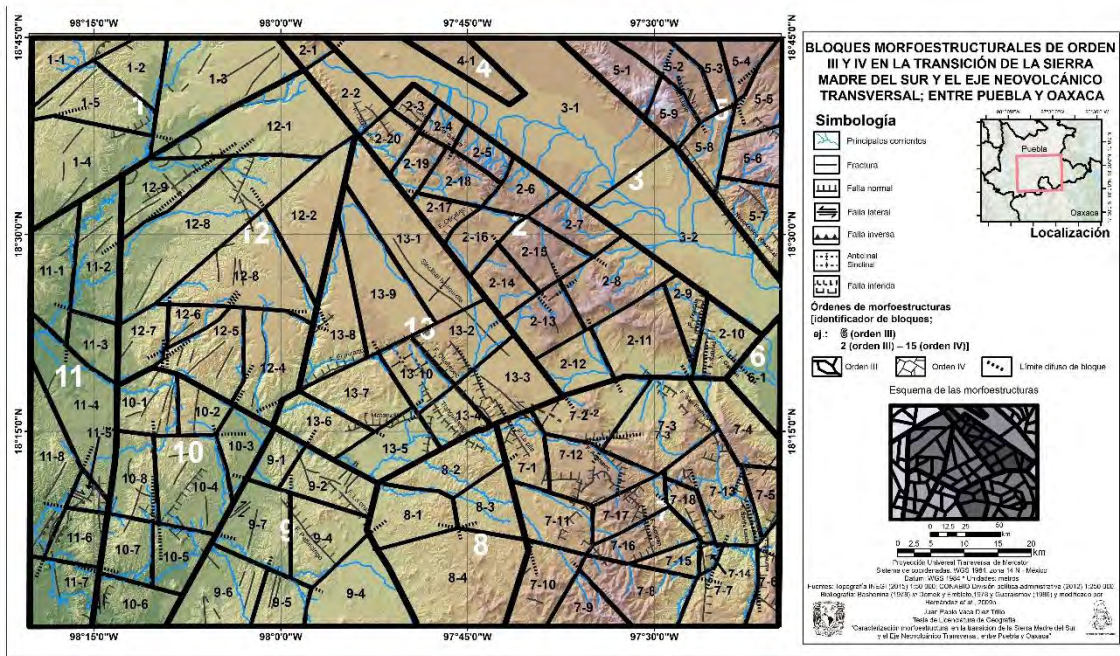


Figura 3.25 Mapa de bloques morfoestructurales de orden III y IV.

2. *Mapas de alturas mínimas y alturas máximas y de morfoisohipsas* (figura 3.26); al tener el mapa de morfoestructuras de orden III y IV, se procedió a obtener los puntos de menor y mayor altura de cada bloque de ambos ordenes, de este modo se pueden clasificar conforme a su piso estructural. Además se interpolaron los valores de alturas (Z) para obtener un mapa o modelo de morfoisohipsas, propuesto por Spiridonov, el cuál puede sintetizar las áreas de mayor actividad tectónica o sintectónica, donde las zonas con los valores más altos indican actividad desplazamiento cortical; mediante la reconstrucción del relieve original, eliminando los procesos neotectónicos relacionados a los procesos exógenos. Este mapa es

apoyo para la interpretación morfoestructural y morfotectónica del área de estudio. Se aplicó el método “*Kriging*” (figura 3.32): este método tiene la ventaja de que se valida a través del principio geográfico de localización y cercanía, donde los valores cercanos son parecidos, de esta manera interpola los valores z (Demek y Embleton, 1978; Puerta *et al.*, 2013).

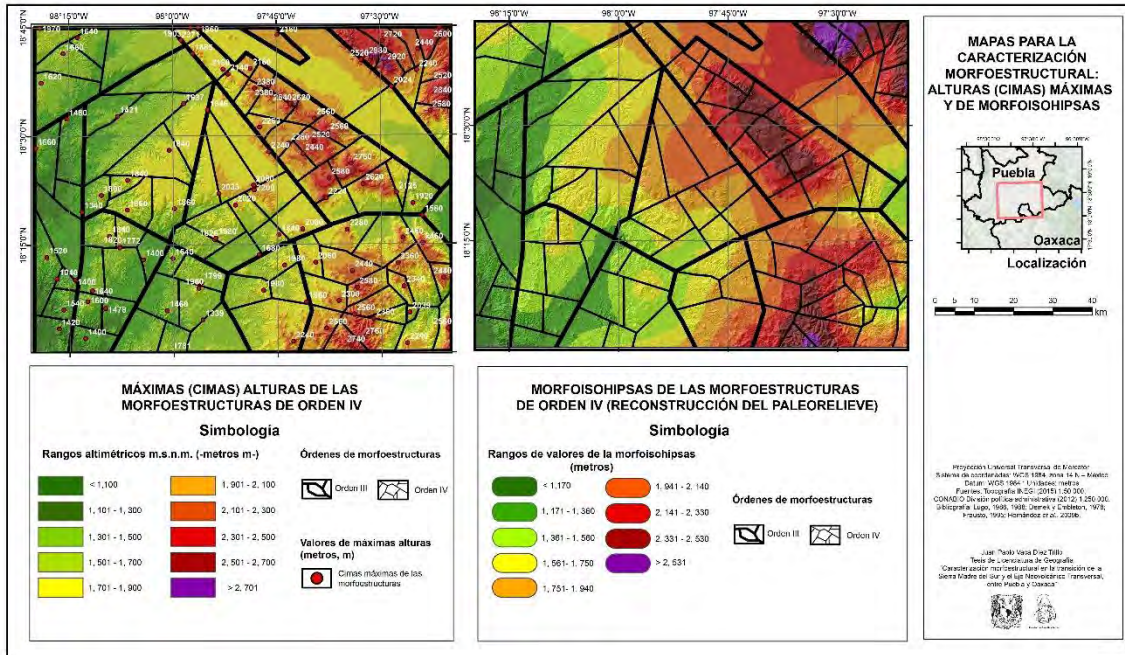


Figura 3.26 Mapa de altura mínimas y máximas de los bloques de orden III y IV; los puntos (izquierda), y mapa de morfoishipsas (derecha).

VI. Morfografía: perfiles geomorfológicos complejos

Los perfiles geomorfológicos ayudan a reconstruir y comprender la estructura interna del área de estudio, ya que en el mapa geológico se aporta una idea global de la infraestructura geológica sobre la que se ha generado el modelado del relieve, permite contextualizar regionalmente y descomponerla en unidades determinadas por rasgos litológicos y tectónicos concretos (Peña Monné *et al.*, 1997). Por lo tanto, los perfiles permiten relacionar las unidades litológicas, con las estructuras geológicas y otros rasgos del relieve, que de acuerdo García Palomo *et al.* (2008), uno de estos son los sistemas fluviales, que se relacionan con la existencia de estructuras como fracturas o fallas, y vistos desde un perfil, se obtiene una síntesis de la movilidad (vertical, horizontal o de separación) de las morfoestructuras y la respuesta a los procesos tectónico-erosivos o acumulativos, es decir, a los estilos morfoestructurales.

Para la construcción de los perfiles geomorfológicos se toma como base la propuesta de Kostenko (1975) y que a su vez retoma Ortiz (1990) *in* Zomera (1998); se trazó una línea que corta transversalmente a las estructuras del relieve, y que se pueden complementar con otras paralelas y perpendiculares. En el trazo de las líneas se procura cruzar por cimas, divisorias, collados, valles, escarpes y demás morfologías que sean reflejo de las estructuras y procesos asociados a ellas. Un segundo paso es proyectar la línea del perfil, donde se exagera en medida de lo posible a la escala vertical, para poder visualizar de mejor manera los rasgos del relieve; por lo que eje X expresa la altitud, y el eje de las Y expresa la longitud del perfil trazado. A este perfil se le agrega la información geológica; es decir, la litología y su estructura (buzamiento y estratigrafía), como también las estructuras geológicas como fallas y fracturas; también se marcan los puntos donde cruzan otros rasgos como corrientes fluviales, expresión de la actividad tectónica y de la erosión.

Con los perfiles es posible diferenciar la geometría de las laderas y la profundidad de disección, la disposición hipsográfica de superficies de erosión, nivelación y parteaguas, los límites entre los bloques, escarpes y valles, y la altura relativa entre bloques; además se interpreta los movimientos y el control técnico sobre el relieve. Otro punto es el análisis de las rupturas de la pendiente, que se asocian a la resistencia de las rocas ante la erosión, las deformaciones de origen profundo como escarpes y terrazas tectónicas, y la actividad erosiva con la formación de circos denudatorios, escarpes erosivos, entre otros, que son resultado de la incisión fluvial (Zomera, *op.cit.*).

Se realizaron 8 perfiles que expresan las diferentes morfoestructuras del área de estudio, siendo dos perfiles que van de NE-SW, para indicar el comportamiento de las estructuras y los procesos endógenos a escala regional, atravesando gran parte de las morfoestructuras y que muestran el comportamiento al interior de ellas, morfotectónicamente y morfoestructuralmente; complementados con otros 6 perfiles que muestran el comportamiento específico de cada morfoestructura. Cada uno se le agregó la información geológica (litología y estructuras geológicas), energía del relieve; corrientes fluviales presentes en las estructuras, así como la información de las morfoestructuras de diferentes órdenes como su interpretación morfotectónica.

Los perfiles geomorfológicos fueron realizados en ARCGIS, creándose un *shape* de líneas; los cuáles se les aplicó la función para dotarlos de la altura, es decir se interpolaron con el MDE y un MDE de las morfoestructuras, las cuales se les asignó el valor de las cimas máximas. Esto se realizó de la siguiente manera: se utilizó una herramienta de *Arc Tool Box*, en *3D Analyst Tools*, en las herramientas de *Functional Surface* conocida como *Interpolate Shape*, dando como resultado un *shape* nuevo de las líneas de los perfiles. Posteriormente a cada perfil trazado, se le pueda extraer la información, seleccionando cada perfil, y exportándolo a hojas de cálculo en *Excel* o bien aplicando la herramienta *3D Analyst* y generando un perfil para cada línea trazada (Puerta *et al.*, 2013). Para complementar e integrar la información se le agregó las unidades litológicas, estructuras geológicas, red de corrientes y energía del relieve en *Adobe Illustrator*.

VII. Trabajo de campo

El trabajo de campo se realizó con base en los siguientes objetivos:

- a) Recopilación de puntos GPS para interpretar movimientos corticales verticales con respecto a las cartas topográficas y modelos desarrollados, se eligieron localidades de acuerdo a la accesibilidad y se tomaron en cuenta que fueran morfoestructuras representativas;
- b) fotografiar morfoestructuras representativas;
- c) caracterizar geomorfológicamente *in situ*, lo que permitió abundar en el análisis morfoestructural y comparar parte del trabajo en gabinete; y
- d) corregir trazos en los modelos de morfoalineamientos y por lo tanto en los modelos bloques de orden III y IV.

La información obtenida en campo permitió contrastar los elementos cartografiados y obtenidos en modelos realizados en trabajo de gabinete, para poder realizar un análisis morfoestructural y morfotectónico, que abundo en el desarrollo de la explicación de su evolución morfoestructural del relieve moderno, así como la descripción de las grandes morfoestructuras y modelado morfoestructural interno.

VIII. Clasificación tipológica morfoestructural, mapas geomorfológicos definitivos

La clasificación morfoestructural aplicada a este trabajo, tiene sus orígenes en la escuela geomorfológica rusa (Guerasimov, 1986), enriquecida por la escuela cubana y mexicana (Hernández *et al.*, 1994, 1995, 1996, 2005, 2005b, 2007, 2009a, 2009b, 2009c, 2012; Ortiz, 1997; Zamorano *et al.*, 2000; García Palomo *et al.*, 2008). Hernández *et al.* (1994, 1995, 2009b) propone niveles jerárquicos para la clasificación tipológica de las morfoestructuras:

- *Geotextura o geotectura*; elemento de primer orden del relieve, es la unidad geomorfológica que tiene su origen y consolidación morfoestructural bajo la acción de mecanismos geotectónicos planetarios y regionales, y que están estrechamente vinculadas con la actividad neotectónica; pueden ser elementos de la morfoarquitectura planetaria continental, oceánica, de transición marginal e intracontinental.
- *Basamento geológico o piso estructural*; elemento de segundo orden y se refiere a la complejidad estratigráfica, es decir, a la acreción de terrenos tectono-estratigráficos. Se define también como morfoestructura que es la expresión regional o local de la estructura geológica en el relieve, estas morfoestructuras pueden ser creadas en el basamento de complejos plegados e intrusivos, o bien elaboradas sobre coberturas platafórmicas.
- *Grado de modelado exógeno del relieve por el control litológico*; elemento de tercer orden, y se define a partir de la heterogeneidad lito-estructural de los terrenos tectono-estratigráficos, que constituyen el proceso y la condición fundamental de las relaciones espaciales entre la morfoestructura activa (tectónica) y la pasiva (litología). La expresión superficial de la tectónica del bloque forma el plano de las morfoestructuras activas, las cuales fueron modeladas, de forma selectiva y bajo el control litológico por procesos denudativos, determinando de este modo, la configuración y la expresión morfoescultural de los bloques de orden inferior; por lo que también la morfoescultura es la manifestación exógena del relieve en la zonificación morfoclimática.
- *Categorías y subcategorías geomorfológicas del relieve*; elementos de cuarto orden, se determina por la diferenciación de la intensidad y amplitud de los movimientos neotectónicos (temprana: oligoceno – mioceno, y tardía: mioceno-cuaternario), reflejando el espectro de categorías y subcategorías del relieve (montañas,

elevaciones o lomeríos y llanuras o planicies), y que están regidos por su piso altitudinal, además de las relaciones morfológicas y morfométricas. En la determinación de los pisos altitudinales, las características espaciales y evolutivas están enmarcadas en una dimensión regional con respecto a espectros geomorfológicos globales (territorio continental de la ex URSS).

- *Estilos morfotectónicos tridimensionales de interrelaciones entre bloques*; son los diseños o modelos bidimensionales y tridimensionales de unidades estructuro-geológicas, generados a partir de las características morfogenéticas del relieve. Se define como la configuración geométrica y de alturas relativas del conjunto de bloques, que expresan con claridad unidades conformadas por estilos tectónicos diferentes, cuyos límites coinciden con fallas notables. Para este nivel u orden se estudia el desarrollo de las morfoestructuras y de algunos elementos estructurales en las direcciones transversales y longitudinales de los cuerpos morfotectónicos, su configuración planimétrica, el comportamiento altitudinal de las superficies de planación y alturas relativas entre los bloques
- *Tipos morfoestructurales específicos*; el carácter morfoestructural específico es la estructura interna propia de las unidades de orden menor en el relieve (monoclinales, sinclinales, horst - anticlinales, etc.). Se aborda a partir de las formas estructuro - geomorfológicas del relieve, entre las que destacan: las fallas normales, inversas, de sobrecorrimiento y de desplazamiento horizontal; morfoalineamientos, estructuras circulares, basculamiento y otras.

Como se ha mencionado, para la clasificación morfoestructural se utilizaron criterios morfométricos y morfográficos, como los perfiles y los mapas geomorfológicos preliminares A y B, y los mapas de morfoalineamientos con sus demás productos obtenidos; con la información obtenida se revelaron los escalones altimétricos de las categorías y subcategorías de las morfoestructuras, con lo cual, se propone su plano morfotectónico, y por tanto establecer de esta manera los niveles jerárquicos morfoestructurales. En la tabla 3.13 se propone el método de clasificación de acuerdo con Hernández *et al.* (2009b).

Tabla 3.13 Se muestra el método de clasificación morfoestructural de acuerdo con Hernández *et al*, 2009b que se aplicó para cada uno de los bloques.

Nivel I Tipo de Geotextura
Se define a partir de las estructuras de orden o nivel I.
Nivel II Basamentos geológicos
Se define de acuerdo al basamento de los terrenos tectonoestratigráficos, y por su origen, características y tiempo geológico de formación de las litologías (ejemplo: Complejo metamórfico del Complejo Acatlán, del terreno Mixteco, o rocas carbonatadas y calcáreas del Mesozoico).
Nivel III Carácter litomorfoestructural
Grado de modelación morfoestructural en tres tipos: a. Relieve estructurodenudativo; b. Relieve tectónico-erosivo; y c. Relieve denudativo-erosivo. Cada uno se le clasifica con base en los complejos litológicos en los cuales se expresan.
Nivel IV Categorías del relieve
Se realiza con base en los pisos altimétricos de las categorías y subcategorías del relieve: Montañas altas ($2\ 501 < H \leq 2\ 980$ m), montañas medias ($2\ 201 < H \leq 2\ 500$ m), montañas bajas ($2\ 001 < H \leq 2\ 200$ m); Premontañas ($1\ 701 < H \leq 2\ 000$ m); Lomeríos (h 300 m), lomeríos grandes ($1\ 501 < H \leq 1\ 700$ m), lomeríos medios ($901 < H \leq 1\ 500$ m); Planicies (h 1 600 m), planicies altas ($1961 < H \leq 2\ 600$ m), y planicies medias ($1\ 431 < H \leq 1\ 960$ m).

Uno de los productos esperados, que forman parte del análisis morfotectónico y que a la vez, es necesario para la confección del mapa de clasificación tipológica morfoestructural, es el *mapa morfotectónico*; por lo que se interpretó la información obtenida del mapa geológico del área de estudio, de acuerdo al tipo de fallas, y grandes estructuras como el graben y el horst de Tehuacán, y con el apoyo de los mapas morfométricos, con esto se interpretó la información para proponer los movimientos como levantamiento, hundimiento y desplazamiento de los bloques y su plano morfotectónico.

El *mapa morfotectónico* toma como base el mapa de clasificación de las categorías y subcategorías del relieve y el cual interpreta la actividad neotectónica heredada en muchos de los casos por los patrones de las estructuras antiguas de la actividad tectónica previas al Cenozoico, por lo que sigue las formas, tendencias y magnitudes de la

deformación cortical en las que se conjugaban estas antiguas estructuras. Por ello, en análisis e interpretación de la actividad neotectónica en regiones como en la que se localiza el área de estudio, cobra significado por la tectonodenuación y la actividad sintectónica, ya que se relaciona estrechamente con los procesos exógenos, creando formas, pendientes, destruyendo los cursos de los ríos, etc.; y dando como resultado a las morfoestructuras que a su vez son elementos morfotectónicos (Demek y Embleton, 1978). Para su confección se utilizó como base el mapa de morfoestructuras de orden III y IV, y el de alturas máximas de cada bloque del mismo orden; con esta información se realizó una clasificación de intervalos de alturas máximas con respecto a la clasificación de categorías del relieve, caracterizando a cada bloque dependiendo su altura y su categoría.

Como se mencionó el mapa morfotectónico es complementado con algunos mapas morfométricos como el de energía del relieve o el de profundidad de erosión, y con el mapa de densidad de morfoalineamientos como el geológico para poder interpretar en análisis morfotectónico y morfoestructural de acuerdo con los objetivos y planteamientos de la metodología de Hernández *et al.* (2009b) y con las metodologías complementarias como la morfográfica y el análisis de la roseta de morfoalineamientos.

Otros productos finales esperados son los mapas geomorfológicos definitivos que van relacionados al mapa de clasificación morfoestructural, y que son aquellos que representan cada nivel de jerarquía en la clasificación morfoestructural propuesta por Hernández *et al.* (*op.cit.*); estos son: *mapa de complejos litológicos o de basamento geológico* y el *mapa de carácter litomorfoestructural o grado de modelado exógeno del relieve por el control litológico*. Y por último los modelos bidimensionales y tridimensionales de los bloques o morfoestructuras, el modelado morfoestructural o grado de reelaboración o remodelación morfoestructural, interno (morfoescultura) de acuerdo con Hernández (1995), y la caracterización geológico tectónica del área de estudio.

Dentro de los mapas geomorfológicos definitivos, se confecciono el *mapa de análisis de perfiles geomorfológicos y principales morfoalineamientos*, contiene las rosetas de tendencia de orientación y los perfiles geomorfológicos, que contienen la información geológica (formaciones y estructuras) con la red hidrológica y la energía del relieve, correlaciona la información morfográfica de acuerdo con Kostenko (1975) y que a su vez retoma Ortiz (1990) *in* Zomera (1998) con la metodología para interpretar los morfoalineamientos de acuerdo con Zaruckaya (1969) *in* Bashenina (1976) *in* Demek y Embleton (1978). Con el fin de ser apoyo para la interpretación morfotectónica por un parte y por otra la morfoestructural; los perfiles a su vez sirvieron para la interpretación de los

modelos bidimensionales y tridimensionales, y como base del modelado morfoestructural interno.

Nota: los mapas temáticos como los mapas geomorfológicos A y B, se encuentran en los Anexos (A1, A2 y A 3) y los mapas geomorfológicos definitivos se encuentran en la sección de Anexos (A4).

CAPITULO IV RESULTADOS

4.1 Plano morfotectónico y evolución morfoestructural del desarrollo del relieve moderno

El área de estudio se localiza en la zona de articulación de dos Neorógenos denominados como el Eje Neovolcánico Transversal o Transmexicano (ENT) y la Sierra Madre del Sur (SMS) de acuerdo con Lugo (1990), Lugo y Córdova (1991) y Hernández *et al.* (2009b); ambos relacionados a la interacción y subducción de la placa de Cocos con respecto a la Norteamericana, que de acuerdo con Malfait (1972) *in* Hernández *et al.* (2009b) y Morán *et al.* (1999) son del Mioceno Medio a Tardío (hace 16 Ma) coincidiendo con los inicios de la etapa neotectónica Neógeno-Cuaternaria.

El desarrollo actual del relieve se debe al mecanismo subductivo de la placa de Cocos con respecto a Norteamérica, las cuales forman un trincheras paralela a la línea de costa conocida como la Trincheras Mesoamericana, y que en gran medida es también paralela a la SMS, sin embargo, para el caso del ENT no hay una coincidencia, sino que forma un ángulo de casi 45° que es perpendicular al lineamiento general de la trincheras. Es relevante mencionar que el mecanismo subductivo es diferenciado conforme Cocos se adentra a la placa Norteamericana, siendo este de carácter poco profundo casi horizontal o *flat slab* por lo que no hay una fuerte deformación de la corteza ni frentes montañosos prominente y que tiende a aumentar el ángulo conforme se adentra a Norteamérica, indicando que están fuertemente acopladas en comparación a otras placas como la del Caribe (Sedlock *et al.*, 1993), y que conforme se introduce a la placa continental va formando una cuña. Severinghaus y Atwater (1990) *in* Keppie y Morán (2008), indican que el proceso inicio desde hace unos 30 Ma durante el Oligoceno al Mioceno, lo que podría explicar la diversidad de materiales de erupciones volcánicas calcialcalinas derivadas del manto que subduce en cuña y por el acoplamiento de subducción casi horizontal o acoplada de basaltos enriquecidos con material del manto; y que por tanto, la edad de estos neorógenos pueden ampliarse de acuerdo con Lugo y Córdova (1991) hasta el Oligo-Mioceno. Los procesos geomorfológicos son entonces sensibles a este contexto de intensos movimientos neotectónicos a través del tiempo que han desplazado en la vertical secuencias de rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas de una gama temporal amplia hasta los 2 980 m.

El ENT en el área de estudio se caracteriza principalmente por ser los rellenos de materiales volcanoclásticos del Citlatépetl en las partes más deprimidas y septentrionales del Valle de Tehuacán (Carrasco y Rose, 1995; Carrasco 1997; Silva, 2010), y en algunas porciones al NW relacionadas con depósitos volcanoclásticos del Terciario de la caldera Tilzapotla (Morán *et al.*, 1998, 2004). Mientras que la SMS se identifica por estar representada en su porción N en el área de estudio por 4 sistemas montañosos: las sierras Soltepec y Zongolica (*horst* NE), las sierras Zapotitlán, Tecamachalco (*horst* SW) de rocas carbonatadas con intercalaciones de sedimentos continentales y materiales volcanoclásticos del Cretácico principalmente; la sierra Tamazulapan-Mixteca (*horst* SW) conformada por rocas metamórficas y sedimentarias del Precámbrico al Terciario; y por ultimo las sierras de Acatlán, cuyas rocas sobresale el complejo metamórfico Acatlán que le sobreyacen secuencias sedimentarias Terciarias y aluviones del Holoceno. Y por otro lado el graben de Tehuacán que conformado por rocas sedimentarias lacustres y depósitos volcanoclásticos del Terciario al Holoceno (Sedlock *et al.*, 1993).

De acuerdo con Hernández *et al.* (2009b), la SMS y el ENT se consolidaron geomorfológicamente a partir del Neógeno, en esta etapa neotectónica se reconstruyeron las estructuras anteriores del basamento, generándose nuevos sistemas de fallamiento, que en algunos casos son concordantes con estructuras de herencia y reactivación conformes a los límites y estilos tectónicos iniciales del basamento. Al mencionar esto, los procesos neotectónicos heredaron y reactivaron estructuras de basamento, y que, elevo en el plano vertical secuencias de rocas hasta los 2 980 m, que refiere a regímenes variados como de transurrencia y de transpresión.

Conforme se expuso en el capítulo II, la dinámica geotectónica regional implica por un lado un levantamiento de los bloques morfotectónicos, indicando el desarrollo de escalonamientos descendientes en dirección NE-SW, también de la presencia de bloques positivos y negativos (en hundimiento y levantamiento) de manera irregular dando la apariencia de sistemas semigraben en algunos casos como ocurre en la Sierra de Acatlán y la Sierra Tamazulapan, y de sistemas semicirculares en la Mixteca; siendo por tanto pertenecientes a extensas y profundas morfoestructuras activas y reactivadas como el sistema de fallas Oaxaca (Nieto *et al.* 1995; Dávalos 2006, 2007) y Caltepec-Tamazulapan (Santamaría *et al.*, 2008, 2009).

Tanto el sistema Oaxaca como el Caltepec-Tamazulapan tienen su origen en proceso de sutura de los terrenos Mixteco y Oaxaca, ambos han tenido diferentes etapas geotectónicas de reactivación. El sistema Oaxaca tiene su origen durante Paleozoico Tardío

al Jurásico Medio, siendo una área de sutura entre terrenos, reactivándose en un régimen extensional, que se mantuvo activo desde el Eoceno Temprano hasta el Plio-Pleistoceno, comportándose diferente en etapas, al principio como una cabalgadura a falla lateral y normal, y que por último Centeno (1988) sugiere que su actividad más reciente es Cuaternaria; mientras que el sistema de fallas Caltepec-Tamazulapan ha tenido dos etapas de reactivación, la primera pre-Cretácica siendo la sutura entre el terrenos Oaxaca y Mixteco, y la segunda *post*-Cretácico (Nieto *et al.*, 1995; Dávalos 2006, 2007; Santamaría *et al.*, 2008, 2009).

Estos sistemas de grandes morfoestructuras sufrieron un reactivamiento *post*-Laramídico hace aproximadamente entre 40 a 30 Ma, de acuerdo con Damon *et al.* (1981), temporalidad que se relaciona con la convergencia de Farallón y el nuevo régimen de Cocos en Norteamérica, que es por tanto la reorganización cinemática las placas, durante el Oligoceno Temprano al Mioceno Medio. Este evento *post*-laramídico propone el acortamiento cortical, el cambio en la dinámicas tectónica regional de ser fallas de sutura a cabalgaduras y posteriormente a fallas normales y laterales (Nieto *et al.* 1995; Dávalos 2006, 2007; Santamaría *et al.*, 2008, 2009). Por último, Campa y Coney (1983); proponen que la SMS durante su etapa neotectónica, tuvo un proceso de acreción de los continentes por unión de grandes bloques en el movimiento de placas litosféricas, teniendo la expresión geomorfológica estructural que refleja la coexistencia de antiguos estilos tectónico, transformados por la actividad tectónica reciente, lo que ha dado como resultado el conjunto de bloques o morfoestructuras que se diferencian entre sí por el desplazamiento vertical (Lugo, 1990; Krasilnikov *et al.*, 2011).

La interpretación del desarrollo del relieve moderno del área de estudio se puede sintetizar en 3 sectores (figura 4.1): 1) el sector del *horst* - graben de Tehuacán, que reúne las sierras de Soltepec, Zapotitlán, Zongolica, Tecamachalco y el valle de Tehuacán; 2) el sector de *horst* - plegamiento de las sierras Tamazulapan – Mixteca; y 3) el sector que reúne el monoclinado caracterizado por las mesas La Coronilla, Santa Catarina y San Mateo, y los bloques irregulares que forman parte de los valles y sierras de Acatlán, Matamoros y Chiautla.

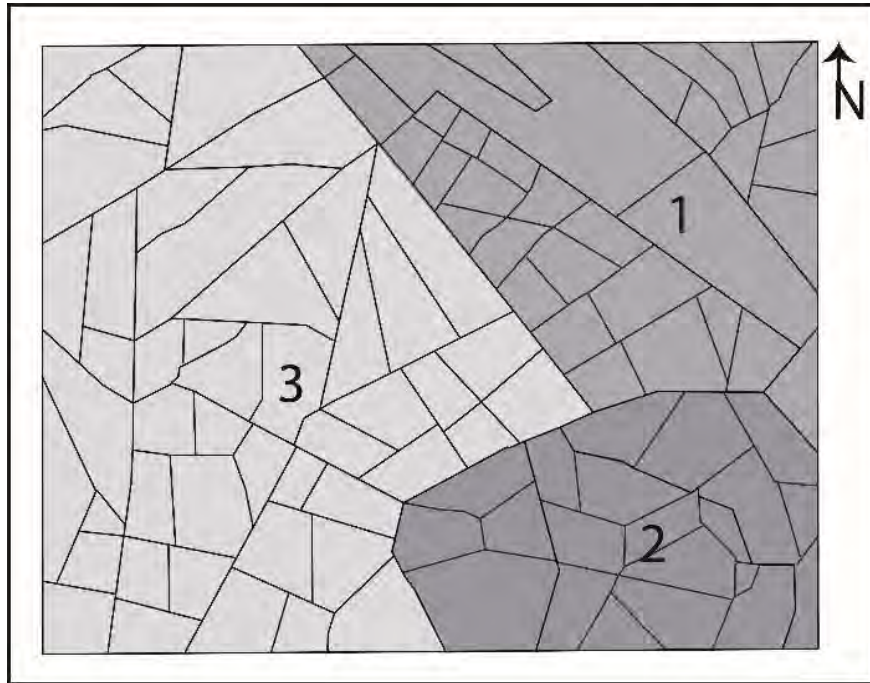


Figura 4.1 Esquema de los 3 sectores del área de estudio: el sector del *horst* - graben; 2) el sector de *horst* - plegamiento; y 3) el sector que reúne el monoclinial y los bloques irregulares.

La distribución de cimas máximas del primer sector se localiza en los *horst* NE conformado por las sierras Soltepec-Zongolica que están representadas por los bloques 5-1 5-2, 5-4, 5-5, 5-6, 5-7 y 5-9 que van de los 2 520 a 2 920 m.s.n.m. Mientras que el *horst* SW, representado por la Sierra Zapotitlán, las cimas máximas están representadas por los bloques 2-5, 2-6, 2-7, 2-8, 2-11, 2-13, 2-15 y 2-18 que van de los 2 520 a 2 760 m.s.n.m. En el segundo sector, las cimas máximas se localizan en la sierras Tamazulapan-Mixteca en los bloques 7-6, 7-8, 7-10, 7-16 y 7-17 que van de los 2 560 a 2 780 m.s.n.m. Y el tercer sector cuyas cimas máximas se localizan en las cercanías de Ixcaquixtla que van de los 2 020 a 2 400 m.s.n.m. representado en los bloques 13-1, 13-2, 13-3, 13-8, 13-9 y 13-10.

Esta distribución de cimas máximas se relaciona con la densidad de disección y profundidad de corrientes, densidad de morfoalineamientos, energía del relieve y el modelo de morfoisohipsas las cuales forman núcleos de los mayores valores, lo que indica que los procesos exógenos trabajan de manera más intensa en estos bloques con respecto a los demás, debido al levantamiento cortical; mientras que en los bloques de cimas menores, los procesos exógenos son de mayor relevancia, sin que esto signifique una mayor intensidad en ellos, ya que los procesos endógenos son de menor intensidad y el modelado ha trabajado en los bloques con mayor eficacia, infiriendo que pueden estar en una etapa madura o senecta del relieve, comparado a los bloques de cimas mayores que se

encuentran en etapa madura o en rejuvenecimiento. También es visible el escalonamiento que es de manera descendente en dirección NE-SW, y que, los sistemas *horst* son pivotes regionales y estructurales donde los procesos endógenos son más presentes, además de su carácter estructuro - denudativo a tectónico - erosivo, con respecto a las demás estructuras que son tectónico - erosivos a erosivos - denudativos, donde los movimientos positivos son menores o se han realentizado en el contexto geodinámico regional, dando como resultado el mapa morfotectónico (Anexos A4).

4.2 Caracterización de la evolución geológica - tectónica

La porción S del estado de Puebla y N de Oaxaca, en la transición de las provincias fisiográficas del ENT y la SMS, se conforma por rocas que representan gran parte de la historia geológica del territorio nacional, ya que datan aproximadamente de hace 1.5 Ga, y que son también producto de antiguos procesos tectónicos y paleoambientes que originaron la compleja estratigrafía que presenta actualmente esta porción del país.

Su historia inicia alrededor de 1 500 – 1 200 Ma (figura 4.11 – A), en las márgenes del paleocontinente denominado como Gondwana. Esta primera etapa ocurre con la sedimentación del tipo miogeosinclinal de rocas carbonatadas, de origen arrecifal, conocido como el *Miogeosinclinal Oaxaqueño*, proceso que tuvo su inicio en el Precámbrico y que culminaría en el Proterozoico Medio. Una de las características sobresalientes durante la sedimentación fue el inicio de la apertura del fondo oceánico o *rifting*, lo cual fallaría la corteza oceánica provocando el emplazamiento de rocas de origen magmático y por lo tanto la deformación de la misma generando diversos grados de metamorfismo. A este primer paquete de rocas, conocido como el Complejo Oaxaca (CO), Ortega (1981a) lo reconoce como el basamento más antiguo del área de estudio, y que es contemporáneo a los complejos Huiznopala y Novillo, formando de la misma manera el basamento del Terreno Zapoteco (TZ), correlacionado temporalmente a los terrenos Maya (TMA) y Chortis (TCH). Algunos de los investigadores que han reconstruido las paleoposiciones de los antiguos continentes, sugieren por una parte la cercanía de *Oaxaquia* –como también se le denomina a esta parte de la corteza- con Canadá, Escandinavia y Patagonia, al SW de Laurentia durante el Proterozoico hasta el Cámbrico en la apertura de *Iapetus*. Posteriormente hace 1 080 Ma inicio un proceso de profunda transformación (figura 4.2 – B) que borraría en gran medida las características sedimentarias originales; a este evento se le conoce como la *Orogenia Oaxaqueña* que daría como resultado a la *Faja Estructural Oaxaqueña*, que se correlaciona espacialmente y temporalmente con la *Orogenia Greenville*, donde el carácter tectónico cambia de una fase expansiva del fondo oceánico o de *rifting* a la subducción de las paleoplacas provocando magmatismo de carácter extrusivo a manera de arco volcánico, provocando deformación y metamorfismo (Ortega *et al.*, 1981a; Sedlock *et al.*, 1993; Keppie, 2008).

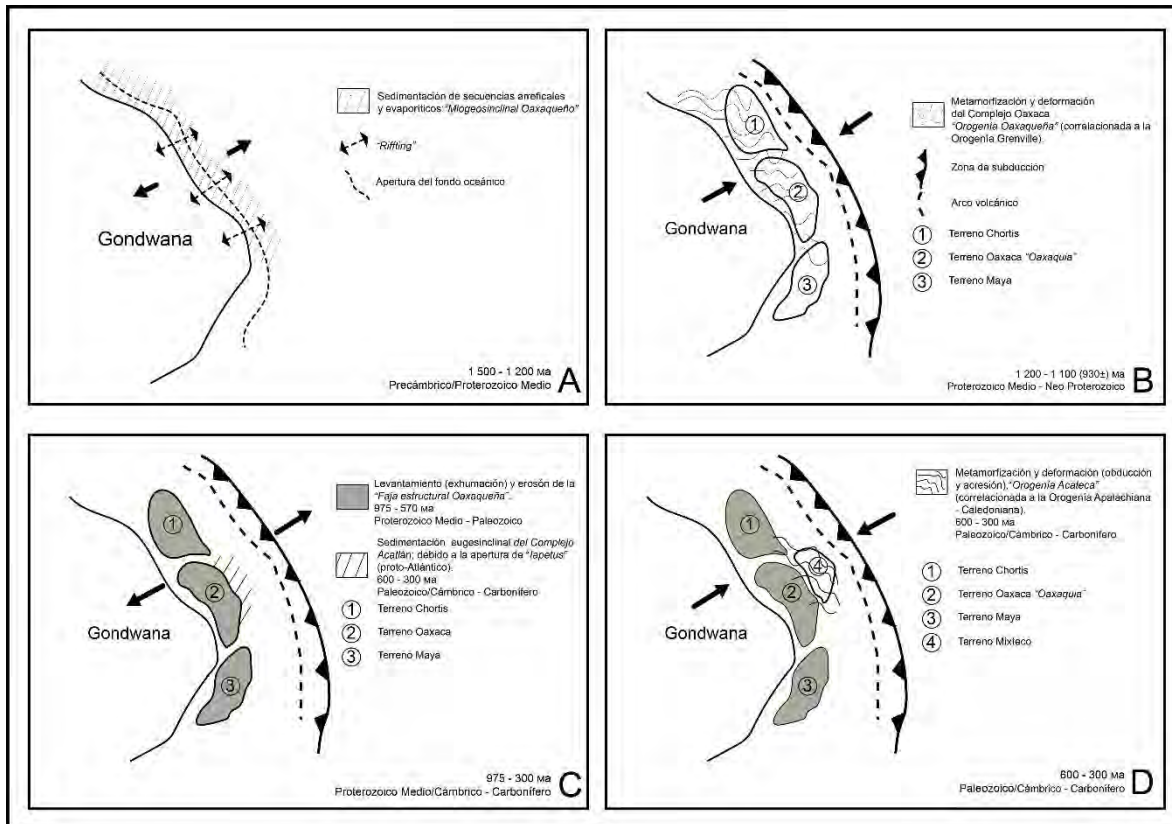


Figura 4.2 Origen de los basamentos (Complejo Oaxaca y Complejo Acatlán) que conforman el área de estudio modificados, obtenidos de Ortega *et al.*, 1981a; Sedlock *et al.*, 1993; Keppie 2008.

Culminando el ciclo tectónico del CO a finales del Proterozoico, con el enfriamiento regional y el levantamiento y la erosión de la *Faja Estructural Oaxaqueña*, dio paso a la siguiente sedimentación que daría como resultado una secuencia eugeosinclinal, que está ligada con la evolución y apertura del proto-Atlántico (*Iapetus*), y que también se correlaciona temporalmente con la *Orogenia Apalachiano-Caledoniano* hace al menos 600 a 300 Ma, produciéndose la sedimentación, deformación y metamorfización del Complejo Acatlán (CA), el segundo basamento más antiguo del área de estudio y que corresponde al Terreno Mixteco (TM) (figura 4.2 – c y d) (Ortega, 1981a, 1981b; Keppie, 2008).

Con la clausura de *Iapetus*, el régimen tectónico compresivo por el acercamiento de dos masas continentales generó levantamientos, metamorfismo y deformación en las rocas, acompañado de una cabalgadura, a esta etapa se le conoce como la *Orogenia Acateca* durante el Ordovícico Tardío, y como *Orogenia Mixteca* en el Devónico, este evento tectónico se dio por medio del acercamiento de las masas gracias al movimiento de una falla lateral derecha hace alrededor de 386 Ma, estas orogenias temporalmente son afines con la *Orogenia Acadiana*, correlacionada al cinturón Apalachiano (figura 4.3 – e y f). De este

modo, los basamentos de los TZ y TM quedan unidos por una sutura, dando lugar al Bloque Sur, como Dickinson y Lawton (2001) proponen a través de un proceso obductivo (Ortega, 1981a; Sedlock *et al.*, 1993; Keppie, 2008; Dickinson y Lawton, 2001).

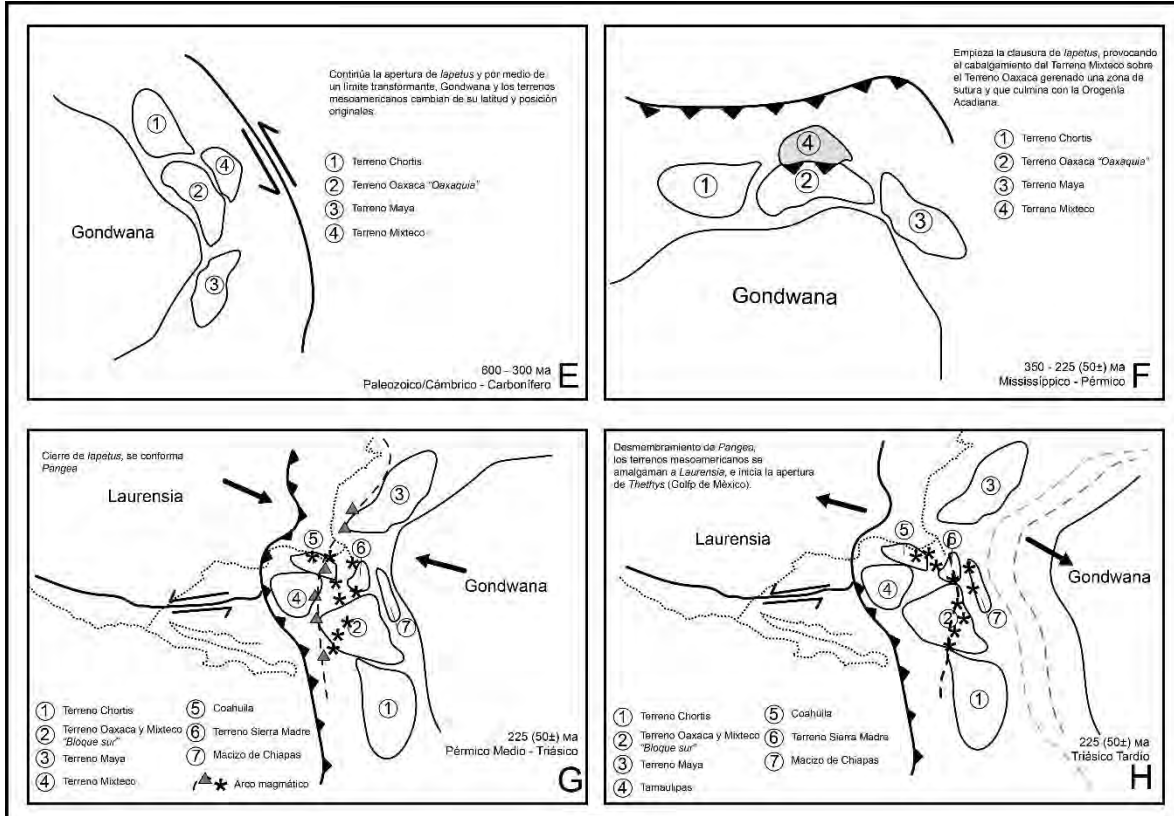


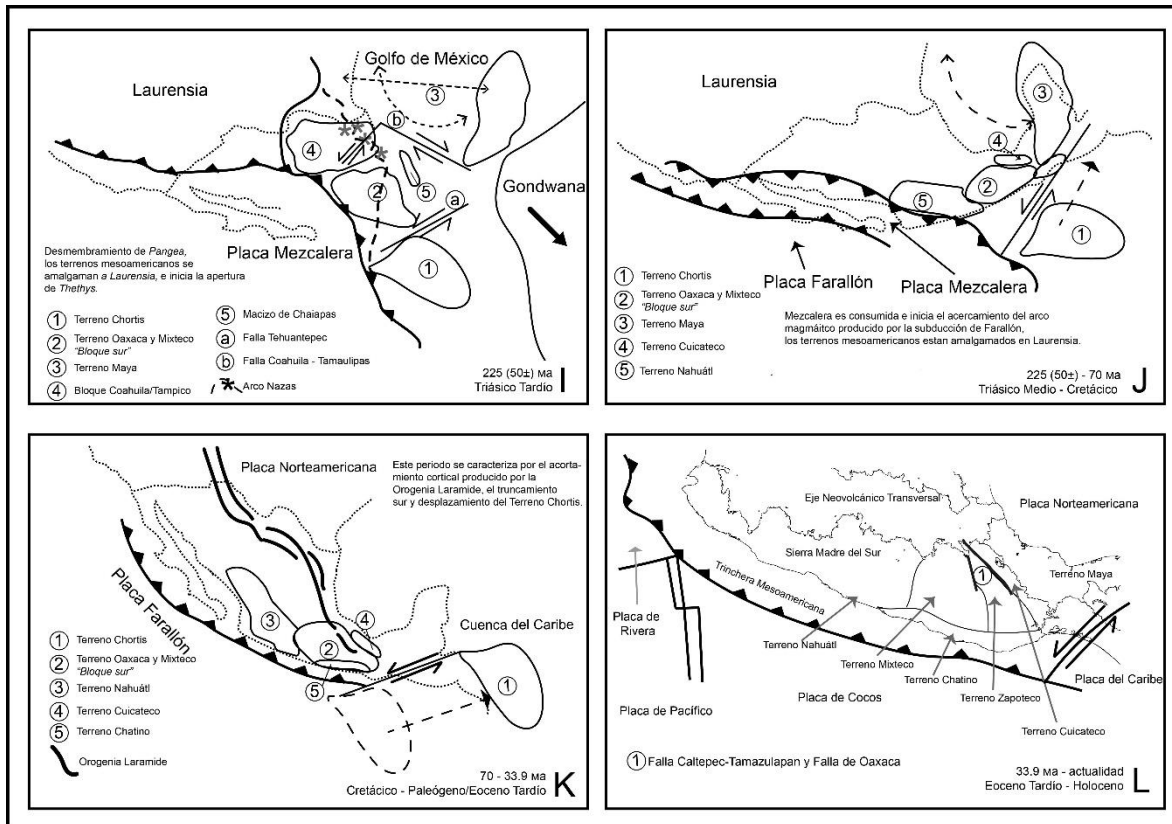
Figura 4.3 Obducción y sutura del Bloque Sur y el posterior desplazamiento de los terrenos mesoamericanos hasta amalgamarse con Laurentia durante la construcción de Pangea. Posteriormente en el Triásico Tardío Pangea se desmiembra separándose de los terrenos mesoamericanos modificados, obtenidos de Ortega, 1981a; Sedlock *et al.*, 1993; Keppie, 2008; Dickinson y Lawton, 2001.

El desplazamiento de los terrenos mesoamericanos continúa durante el Paleozoico Tardío hasta el Jurásico Medio, cuando se desarrolla una nueva zona de subducción entre Gondwana y Laurentia, por lo que se originó un arco magmático a lo largo del margen septentrional de Gondwana, provocando intrusiones y metamorfismo en la trinchera, acompañada de un incremento de las tasas de sedimentación; estos eventos representan el consumo o cierre de *Iapetus*. La convergencia de ambos continentes representa la constitución de Pangea durante el Mississippico al Pérmico Medio (figura 4.3 – G) (Sedlock *et al.*, 1993).

Con el posterior desmembramiento de Pangea (figura 4.3 – h) en el Triásico Tardío al Cretácico Temprano, ocurre la separación de Norteamérica (Laurencia), Sudamérica (Gondwana) y la intervención de la cuenca del Caribe e inicia por tanto la apertura del Océano Atlántico, y con ello la apertura del Golfo de México, lo cual significaría en la historia geológica en la región, el inicio de sedimentación de litologías variadas, entre las cuales destacan paquetes potentes de rocas carbonatadas, y en menor medida paquetes delgados de rocas sedimentarias de origen terrígeno debido a los cambios en las tasas de erosión que se modificaron por el desplazamiento del TMA durante la apertura del Golfo de México, y el incremento de la actividad magmática representado por el Arco Nazas (Sedlock *et al.*, 1993; Stern y Dickinson, 2010).

La apertura del Golfo de México está relacionado con la subducción de la placa Mezcalera y el estrés extensional con el rompimiento de Pangea además de la creación de corteza oceánica, esto significo la rotación del TMA, el desplazamiento del Bloque Chiapas y el Tcho, y el traslado hacia el SE de los mismos, influyendo en la conformación de la cuenca Caribeña (figura 4.4 – i) (Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Stern y Dickinson, 2010).

La persistencia de un arco magmático del Pérmico al Jurásico, y el desarrollo de una triple junta de falla transformante Mojave – Sonora con la subducción de Mezcalera generaron una trinchera en la zona de subducción y la conformación del arco magmático Nazas, localizado al W de los terrenos mesoamericanos; provocando estrés cortical y de este modo la creación de nueva corteza oceánica, es decir, *rifting* y posteriormente *drifting*. La separación del TMA y el Macizo Chiapas duró aproximadamente 165 a 135 Ma, (Stern y Dickinson, 2010). Estos eventos provocaron el desacoplamiento de Gondwana, y el traslado a los Bloques Coahuila-Tampico y del Sur hacia el E, el desplazamiento de ambos bloques generaron la formación de la dorsal del Caribe, y así el desacoplamiento del Bloque Maya. Finalmente, aproximadamente hace 140 Ma, se completa la formación de la cuenca del GDM, cesando de este modo la rotación del TMA y el Macizo de Chiapas (Godínez, 2006).



4.4 Transición del Cretácico al Paleógeno y la conformación de los terrenos tectonoestratigráficos en las provincias fisiográficas en la actualidad modificados, obtenidos de Sedlock *et al.*, 1993; Keppie, 2008; Dickinson y Lawton, 2001.

Parte de los eventos tectónicos regionales relacionados al desplazamiento del TMA y Tcho, en la apertura del Golfo de México indican que a través de la falla Tehuantepec un porción de la corteza proto Caribeña quedó confinada del Jurásico al Cretácico Temprano, y que con los desplazamientos de *rifting* o *pull-apart* se deformaron los sedimentos marginales al Bloque Sur y que subsecuentemente fue rellenada la cuenca y deformada durante el Cretácico al Paleógeno, dando como resultado la acreción del Terreno Cuicateco (TC) (figura 4.4 – i). Por otro lado Chortis, como parte de la placa del Caribe sufre desplazamiento hacia el E con respecto a Norteamérica, debido a una falla lateral izquierda hace 60 a 10 Ma durante el Eoceno al Mioceno Tardío, este movimiento quedó registrado probablemente en el Terreno Xolapa (TX), representado como prisma de acreción continental. Finalmente durante la orogenia Laramide, en el Cretácico - Paleógeno el Tcho fue cubierto por un arco volcánico Cenozoico en el margen s del Escarpe Hess, en Centroamérica (figura 4.4 – j y k). (Sedlock *et al.*, 1993; Dávalos, 2006; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie *et al.*, 2008).

Durante el Cretácico, los TM y TZ sufrieron episodios de subsidencia tectónica, lo que provocó el avance de la línea de costa al interior de ellos, evidencia de esto son las formaciones Cretácicas que se identifican por tener en sus rocas y fósiles de fauna marina – arrecifal, lo que indica que eran mares someros y cercanos a la línea de costa. Por otro lado se encuentran rocas volcánicas, producto de la subducción de Mezcalera, generando arcos magmáticos en los Bloques Sur y Tampico (Sierra *et al.*, 2014.; Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001). Con la subducción de Farallón por debajo de Norteamérica, tomando en cuenta que *Oaxaquia* se amalgamó con este cratón, acompañado de un arco magmático durante el Cretácico Temprano al Tardío, los terrenos mesoamericanos fueron desplazados a través de una falla lateral izquierda en Cretácico Temprano y por una falla lateral derecha en el Cretácico Tardío hasta la orogenia Laramide. Durante este periodo, la zona Benioff se encontraba al occidente de Norteamérica, lo que representa el incipiente desarrollo del ENT. Por último, se considera que el TC, en el Paleógeno fue empujado al E, quedando en parte sobre el TM, y quedando de este modo la sutura entre el TZ y TC (figura 4.4 – κ) (Sedlock *et al.*, 1993).

La evolución cenozoica del s de México involucra el movimiento de Farallón con respecto a Norteamérica y Cocos provocando deformación en el continente, generando diversos tipos de estructuras, y el acortamiento cortical NE-SW, y de fallamiento normal y extensivo durante el Oligoceno al Mioceno con orientación NE-SW, estos procesos se evidencian en el sistema de la falla de Oaxaca, que presenta un ángulo de moderado a alto con respecto a su basamento metamórfico y sedimentario del Mesozoico (Nieto *et al.*, 2006). La deformación Laramide sometió a la región a un régimen compresivo, reflejado principalmente en las secuencias Cretácicas, donde se formaron fallas inversas y pliegues; se estima que el acortamiento de acuerdo con Cerca *et al.* (2004), inicia aproximadamente hace 88 Ma en la plataforma Guerrero – Morelos, terminando en la cuenca de Veracruz en el Eoceno Medio.

Del Eoceno al Mioceno Medio, la migración del volcanismo en el interior del continente es representado por ser uno de los pulsos volcánicos más sobresalientes que ocurre en el Eoceno Tardío y en el Oligoceno Temprano, en la región de Morelos, Guerrero y Oaxaca, concentrando la actividad en una franja con dirección NW-SE. Los centros volcánicos de esta región se caracterizan por ser tipo caldera de colapso, campos de domos riolíticos y volcanes monogenéticos altamente erosionados, ejemplo de esta actividad dio como resultado a la FTi; los depósitos volcánicos están intercalados y en contacto con depósitos fluvio-lacustres y epiclásticos, que revelan episodios continentales con

características intermontanas y fosas tectónicas como el semi graben de Oaxaca de orientación NNW-SSE, con sedimentación continental y depósitos volcánicos del Oligoceno hasta el Mioceno Temprano de acuerdo con Nieto *et al.* (1995), Centeno (1988), y Urrutía y Ferrusquía (2001) *in* Morán *et al.* (2005).

En el último episodio geológico – tectónico, el ENT parte de la subducción de la placa de Cocos en Norteamérica y corta estructuralmente a las secuencias anteriores al Cenozoico Medio en dirección general de W - E, y tiene una edad del Mioceno al Cuaternario – Holoceno (figura 4.4 – L). El ENT cubre el N de los TM, TZ y TC, y representa la zona de transición con la provincia fisiográfica de la SMS. Del mismo modo la SMS es afectada por la subducción de Cocos, generando levantamiento que comenzó en el periodo del Mioceno Tardío y que se extiende hasta el Neógeno – Cuaternario. De acuerdo con Campa y Coney (1983); proponen que la SMS, tuvo un proceso de acreción continental por unión de grandes bloques en el movimiento de placas litosféricas teniendo la expresión geomorfológica estructural que refleja la coexistencia de antiguos estilos tectónicos, transformados por la actividad neotectónica reciente (Lugo, 1990; Krasilnikov *et al.*, 2011).

4.3 Clasificación tipológica morfoestructural

De acuerdo a la clasificación morfoestructural con base en la propuesta de Bashenina - Guerasimov, 1986; y modificado por Hernández *et al.* 2009b, se muestra a continuación los resultados correspondientes a cada nivel morfoestructural. Como se trató en los capítulos anteriores, es una clasificación que se realizó con base en la teoría del análisis morfoestructural y su clasificación tipológica, partiendo del nivel que comprende grandes unidades geomorfológicas, la geotextura; hasta al nivel de modelado exógeno o morfoestructural. Las categorías expresan de manera sintética la expresión regional de las estructuras geológicas en el relieve y su modelado; presentando además las condiciones litológicas y su carácter geotectónico.

Nivel I. Tipo de Geotextura

Comprende el **Neorogeno de transición marginal interplacas oceánica-continental (Cocos-Norteamericana); conformado regionalmente por la acreción del bloque Oaxaca occidental (terreno Mixteca), del bloque Oaxaca oriental (terrenos Zapoteco y Cuicateco)** (Hernandez *et al.*, 1995); bloques en plegamiento y monoclinal en cadena; y de bloques en plegamiento, monoclinal y en estructura irregular y en bloques masivos escalonados. Representados en el área de estudios por la transición de la Sierra Madre del Sur (SMS), sur de Puebla y norte de Oaxaca y el Eje Neovolcánico Transversal (ENT) porción centro sur de Puebla.

Nivel II. Basamentos geológicos

- A.** Complejo Paleozoico Acatlán (metamórfico – cristalino del Cámbrico – Devónico), del Terreno Mixteco;
- B.** Complejo Jurásico Medio Tecamazúchil – Tecocoyunca (tubidítico – tobáceo del Bajociano – Calloviano) del Terreno Mixteco;
- C.** Complejo Cretácico Temprano – Tardío Zicapa – Morelos – Mezcala – Miahuatepec – San Juan Raya – Zapotitlán (carbonatado – sedimentario – volcanoclástico del Berriasiano – Santoniano/Campaniano) del Terreno Mixteco;
- D.** Complejo Paleógeno Balsas – Pie de Vaca – Cuayuca (sedimentario conglomerático – volcanoclástico del Eoceno Tardío – Oligoceno Medio) del Terreno Mixteco;

- E.** Complejo Paleógeno Huajuapán – Buenavista (sedimentario – volcanoclásticos del Eoceno – Oligoceno) del Terreno Mixteco;
- F.** Complejo Paleógeno Tilzapotla (volcanoclástico del Eoceno – Oligoceno) del Terreno Mixteco;
- G.** Complejo del Paleógeno – Cuaternario Coatzingo – Aluvial cuaternario (aluviones – travertinos del Eoceno/Oligoceno – Holoceno) del Terreno Mixteco;
- H.** Complejo Precámbrico Oaxaca (metamórfico – cristalino del Precámbrico) del Terreno Zapoteco;
- I.** Complejo Paleozoico Tardío Matzitzí (tubidítico de sutura del Pensilvaniano) del Terreno Zapoteco;
- J.** Complejo Jurásico Medio Tecomazúchil (tubidítico – tobáceo del Bathoniano – Calloviano) del Terreno Zapoteco;
- K.** Complejo Cretácico Temprano – Medio Miahuatepec – Orizaba – San Juan Raya, Zapotitlán (carbonatado – conglomerático del Barremiano – Cenomaniano) del Terreno Zapoteco;
- L.** Complejo Paleógeno – Neógeno Tehuacán – Tamazulapán (sedimentario – travertinoso – volcanoclástico del Paleoceno – Mioceno Temprano/Medio) del Terreno Zapoteco;
- M.** Complejo Neógeno – Cuaternario Tobas basálticas y basalto – Citlatépetl (tobáceas – volcanoclásticas andesitas, basaltos, dacitas e ignimbritas del Mioceno – Holoceno) del Terreno Zapoteco;
- N.** Complejo Cretácico Temprano- Tardío Chivillas – Maltrata – Orizaba (carbonatado – conglomerático – volcanoclástico del Valanginiano – Coniaciano) del Terreno Cuicateco;
- O.** Complejo Paleógeno – Neógeno Tehuacán (sedimentario – travertinoso – volcanoclástico del Paleoceno – Mioceno Temprano/Medio) del Terreno Cuicateco;
- P.** Complejo Neógeno – Cuaternario Tobas basálticas y basalto– Citlatépetl (tobáceas – volcanoclásticas andesitas, basaltos, dacitas e ignimbritas del Mioceno – Holoceno) del Terreno Cuicateco.

**Nivel III. Carácter litomorfoestructural
(grado de modelado morfoescultural)**

a. Relieve estructuro-denudativo, formado sobre el complejo carbonatado – calcáreo y evaporítico, con expresión de “blindaje litológico”; **b. Relieve tectónico-erosivo**, formado sobre los complejos metamórfico - cristalino, calcáreos y tobáceos; **c. Relieve denudativo-erosivo**, formado sobre el complejo metamórfico y volcano sedimentario.

A			B			C			D			E			F			G			H			I		
a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	B	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c

J			K			L			M			N			O			P					
a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c

**Nivel IV. Categorías del Relieve
H (altitud, en msnm), h (altura relativa, en m)**

La tabla 4.1 muestra las categoría y subcategorías del releve en el que fueron clasificados los bloques morfoestructurales de nivel IV.

Tabla 4.1 Se muestra a cada categoría subdividida con sus respectivas subcategorías del relieve y los rangos altimétricos correspondientes con base en la propuesta de Hernández *et al.*, (2009b).

Categoría del relieve	Subcategoría	Rango de altura
Montañas	Altas	2 501 < H ≤ 2 980 m
	Medias	2 201 < H ≤ 2 500 m
	Bajas	2 001 < H ≤ 2 200 m
Premontañas	-	1 701 < H ≤ 2 000 m
Lomeríos (h 300 m)	Altos	1 501 < H ≤ 1 700 m
	Medios	901 < H ≤ 1 500 m
Planicies (h 1 600 m)	Altas	2 600 > H ≥ 1 961 m
	Medias	1 960 > H ≥ 1 431 m

IV.1. (MA) Montañas altas (2 501 < H ≤ 2 980 m)

K - L - M		
a	b	c

1. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 2-5, 2-6, 2-7, 2-8, 2-15.

K		
a	b	c

2. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 2-11, 2-13, 2-18.

N - O - P		
a	b	c

3. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 5-1, 5-2, 5-4, 5-5, 5-6, 5-7; 5-9.

I - K - L		
a	b	c

4. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 7-6.

E - H		
a	b	c

5. Bloques escalonados y basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas volcánicos-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 7-8, 7-10.

A - E - H		
a	b	c

6. Bloques escalonados y basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas volcánicos-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 7-16, 7-17.

IV.2. (MM) Montañas medias (2 201 < H ≤ 2 500 m)

D - K		
a	b	c

7. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 2-1.

K		
a	b	c

8. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 2-4, 2-12, 2-14, 2-16, 2-17, 2-19, 7-2.

N - O - P		
a	b	c

9. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 5-.3, 5-8.

I - J - K		
a	b	c

10. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 7-3.

K - L		
a	b	c

11. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 7-4, 7-5.

E		
a	b	c

12. Bloques escalonados y basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas volcánicas-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 7-9.

A - B		
a	b	c

13. Bloques escalonados y basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas volcánicas-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 7-11.

A - E - H		
a	b	c

14. Bloques escalonados y basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas volcánicas-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 7-15.

E - H - L		
a	b	c

15. Bloques deformados, escalonados y basculados en estructura de transición *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Precámbrico y rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 7-7.

E - H - I		
a	b	c

16. Bloques deformados, escalonados y basculados en estructura de transición *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Precámbrico y rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 7-13.

B - C - E		
a	b	c

17. Bloques en plegamiento, escalonados, basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 7-12.

E - H - I		
a	b	c

18. Bloques en plegamiento, escalonados, basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 7-18.

A – E		
a	b	c

19. Bloques deformados, escalonados, basculados asimétricos y fracturados a la estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico bloque: 8-4.

C – G		
a	b	c

20. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclinas; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico; bloque: 13-1.

IV.3. (MB) Montañas bajas ($2\ 001 < H \leq 2\ 200$ m)

C – D – M		
a	b	c

21. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 2-2, 2-20.

K – M		
a	b	c

22. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 2-3, 4-1.

K – L		
a	b	c

23. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloques: 2-9.

B – C – E		
a	b	c

24. Bloques en plegamiento, escalonados, basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 7-1.

A – K		
a	b	c

25. Bloques en plegamiento, escalonados, basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 7-14.

C		
a	b	c

26. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclinas; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico; bloque: 13-2.

B – C – D		
a	b	c

27. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclinas; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico; bloques: 13-3, 13-8, 13-9, 13-10.

IV.4. (PM) Premontañas (1 701 < H ≤ 2 000 m)

K - L		
a	b	c

28. Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituido principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico; bloque: 2-10.

A - E		
a	b	c

29. Bloques deformados, escalonados, basculados asimétricos y fracturados a la estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 8-1, 8-2, 8-3.

C - D		
a	b	c

30. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclin; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico; bloque: 1-3.

A - D - G		
a	b	c

31. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclin; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico; bloques: 12-1, 12-2.

A - D		
a	b	c

32. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclin; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico; bloque: 12-3.

A - B		
a	b	c

33. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclin; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico; bloque: 13-7.

A - D		
a	b	c

34. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclin; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas sedimentarias del Cenozoico; bloques: 12-4, 12-5, 12-6, 12-7.

A - B		
a	b	c

35. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclin; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas sedimentarias del Cenozoico: 13-4, 13-6.

A - D - F		
a	b	c

36. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánicas del Cenozoico; bloque: 10-1.

A - D - G
a b c

37. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 1-1, 9-6, 10-2, 10-4.

B - C - E
a b c

38. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 9-2 y 9-3.

A - B - E
a b c

39. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloque: 9-5.

IV.5. (LG) Lomeríos y elevaciones altos (1 501 < H ≤ 1 700 m)

A - D
a b c

40. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 1-2, 1-4, 1-5.

A - D
a b c

41. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloque: 9-1.

A - G
a b c

42. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 10-7, 10-8.

A - B - G
a b c

43. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 11-6, 11-8.

A - D - F
a b c

44. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánicas del Cenozoico; bloque: 11-1.

A - D
a b c

45. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclinial periférico a la estructura *horst*; bloque: 12-8.

A - B
a b c

46. Bloques escalonados y basculados en estructura monoclinial periférico a la estructura *horst*; bloque: 13-5.

IV.6. (LM) Lomeríos y elevaciones medios (901 < H ≤ 1 500 m)

A – E		
a	b	c

47. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas sedimentarias del Cenozoico bloque: 9-4.

A – G		
a	b	c

48. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 9-7, 10-3, 10-5, 10-6.

D – G		
a	b	c

49. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloques: 11-3, 11-4, 11-5.

A – B – D		
a	b	c

50. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloque: 11-2.

A – D – E		
a	b	c

51. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloque: 11-7.

D – G		
a	b	c

52. Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico; bloque: 12-9.

IV.7. (PA) Planicies altas (1 961 < H ≤ 2 500 m)

L – M		
a	b	c

53. Bloques basculados y escalonados en estructura graben; bloques: 3-1, 3-2.

IV.8. (PM) Planicies medias (1 431 < H ≤ 1 960 m)

K – L		
a	b	c

54. Bloques basculados y escalonados en estructura graben; bloque: 6-1.

4.4 Niveles morfoestructurales

4.4.1 Geotextura

El desarrollo geotectónico del área de estudio inicia en el Precámbrico con la sedimentación, deformación y metamorfización de los Complejos Oaxaca y Acatlán, que son los basamentos más antiguos del Terreno Mixteco y Zapoteco (Ortega, 1978; 1981a; 1981b); sin embargo, a esta geotextura se le considera como un Neorógeno, debido a la reciente deformación por su actividad neotectónica en el Neógeno - Cuaternario (N-Q), de acuerdo con Hernández (1994) y Lugo y Córdova (1991).

La SMS inicia su proceso de formación durante el Mioceno Tardío – Oligoceno (11.62 Ma), prologándose hasta el Neógeno - Cuaternario (23 Ma); por otro lado ENT, se considera de edades que van Pleistoceno Tardío al Holoceno hace 3 600 Ma (Demant, 1978; Lugo, 1990; Lugo y Córdova, 1991; Hernández *et al.*, 1994, 2009b; Krasilnikov *et al.*, 2011). Ambas provincias están relacionadas a la interacción de la placa continental de Norteamérica y la oceánica de Cocos; que consiste en un mecanismo predominantemente de subducción. Campa y Coney (1983), proponen que la SMS, tuvo un proceso de acreción de los continentes por unión de grandes bloques en el movimiento de placas litosféricas. También la expresión geomorfológica estructural refleja la coexistencia de antiguos estilos tectónicos, transformados por la actividad neotectónica reciente, y que ha dado lugar a un conjunto de bloques que se diferencian por su desplazamiento vertical y horizontal/lateral (Lugo, 1990; Krasilnikov *et al.*, 2011). En cuanto al ENT, la subducción de Cocos en Norteamérica se caracteriza por el cambio de ángulo subductivo, y que, de esta manera se explicaría la no coincidencia de la provincia fisiográfica con respecto a la Trinchera Mesoamericana; esta provincia se caracteriza por estructuras con predominio endógeno y que actualmente los procesos exógeno niveladores son los que cubren gran parte de su superficie (Demant, 1978).

De acuerdo con Lugo y Córdova (1991), el relieve de la SMS que domina es el endógeno plutónico, de montañas altas y de lomeríos altos, de rocas graníticas cretácicas asociadas con endógeno volcánico, y de montañas altas de ignimbritas del Oligoceno-Mioceno (33.9 – 7.246 Ma). El relieve está afectado por disección intensa que se manifiesta en altas concentraciones de corrientes fluviales y valles profundos en un clima subhúmedo.

La morfología de la SMS comprende costas escarpadas, terrazas de abrasión, superficies de nivelación escalonadas, control tectónico de los valles fluviales principales y

control en el karst, entre otras, ya que esta región es testigo de un levantamiento Cuaternario en la margen del Pacífico (Lugo, 1990).

En el área de estudio, en el límite de la SMS y el ENT, se identifica por ser una serie de elevaciones de rocas calizas cretácicas y valles intermontanos, cubiertos por materiales volcanoclásticos del ENT, en esta área es común el desarrollo kárstico con alta densidad en localidades pequeñas; otra particularidad es el desarrollo de valles de origen tectónico, que están limitados por estructuras montañosas de bloque de rocas metamórficas Paleozoicas, rocas sedimentarias plegadas del Cretácico y por desarrollos kársticos de mesas (Lugo, *op.cit.*). Hernández (1996, 2007, 2009b) también la describe como un conjunto de bloques en pliegues y monoclinales que se asientan sobre el antiguo basamento y en estructuras en depresión circulares; como también en bloques plegados y monoclinales así como enormes bloques escalonados aislados (Krasilnikov *et al*, 2011).

4.4.2 Basamento Geológico

El segundo nivel morfoestructural toma como base la geología del área de estudio, la cual comprende una amplia gama genética de rocas metamórficas Precámbricas - Paleozoicas, y rocas ígneas y sedimentarias Meso-Cenozoicas; agrupados en complejos litológicos que se encuentran altamente fracturados y fallados al localizarse en la zona sismoactiva de Cocos – Norteamérica (Hernández *et al.*, 2009b). Los complejos litológicos (Anexos A4) son entonces la síntesis de las formaciones geológicas descritas en el capítulo II, diferenciados por su localización en su contexto tectonoestratigráfico y agrupados por su litología y edad.

Debido a la complejidad geotectónica y estratigráfica que representa el N de Oaxaca y el S de Puebla, se caracterizaron 16 complejos litoestratigráficos, fundamentándose de esta manera el segundo nivel de la clasificación morfoestructural; estos complejos cubren desde el Precámbrico hasta el Holoceno, teniendo de esta manera una amplia variedad de litologías que representan una gran parte de la historia geológica – tectónica del país. Los complejos litoestratigráficos que se definieron son los siguientes:

A. Complejo Paleozoico Acatlán (metamórfico – cristalino del Cámbrico – Devónico), del Terreno Mixteco; es el segundo basamento metamórfico más antiguo del área de estudio, y corresponde al Complejo Acatlán, del terreno Mixteco. Se caracteriza por ser una secuencia de rocas metasedimentarias y metavolcánicas, conformándose principalmente

por pizarras, filitas, esquistos, gneis, migmatitas, ofiolíticas, metagranitos y milonitas; el grado de metamorfismo es variable y se encuentra altamente deformado, de tal manera que sus características sedimentológicas primarias son poco o imposibles de reconocer, debido al marco tectónico y paleogeográfico de desarrollo que controlaron los procesos sedimentarios, magmáticos y metamórficos (Ortega, 1978, 1981a).

B. Complejo Jurásico Medio Tecamazúchil – Tecocoyunca (tubidítico – tobáceo del Bajociano – Calloviano) del Terreno Mixteco; este complejo se caracteriza por ser secuencias de depósitos marinos y continentales, siendo las principales litologías los conglomerados polimícticos, areniscas conglomeráticas, conglomerados arenosos, lutitas carbonosas, carbón, limolitas, litarenita arcósica y arcosas líticas. Los ambientes de formación se identifican por ser sistemas fluviales que estaban relacionados a la evolución de una cuenca tectónica en el periodo de ruptura de Pangea, por lo que fueron bien representados la transición de sistemas continental a marino en cuencas intramontanas (Durán Torres, 2007.; Campos Madrigal *et al.*, 2013; Ortiz *et al.*, 2013).

C. Complejo Cretácico Temprano – Tardío Zicapa – Morelos – Mezcala – Miahuatepec – San Juan Raya – Zapotitlán (carbonatado – sedimentario – volcanoclástico del Berrisiano – Santoniano/Campaniano) del Terreno Mixteco; estas rocas se formaron en ambientes de cuencas marinas someras, que recibían materiales continentales; las plataformas resultantes sufrían periodos tectónicos de subsidencia y levantamiento sucesivos. Litológicamente se conforma por calizas con contenido fosilífero, dolomías, margas, lutitas, areniscas, conglomerados polimícticos, que están fuertemente fracturadas, plegadas y deformadas, con presencia de material volcanoclástico y evaporítico. Durante la orogenia Laramide estas rocas fueron exhumadas y altamente deformadas, desarrollando sistemas de fallas normales e inversas y en su último periodo, correspondiente al periodo Neotectónico se conformó en un sistema *horst* (Fries, 1960; Alvarado Ortega *et al.*, 2006; Durán Torres, 2007; Ramírez Vargas, 2009; Löser *et al.*, 2013; Serrano y Centeno, 2014; Sierra y Molina, 2014).

D. Complejo Paleógeno Balsas – Pie de Vaca – Cuayuca (sedimentario conglomerático – volcanoclástico del Eoceno Tardío – Oligoceno Medio) del Terreno Mixteco; este complejo se conforma por yeso, caliza lacustre, conglomerado calizo, conglomerado volcánico, arenisca tobácea, arcillita, limolita tobácea, brecha, toba volcánica y lavas; así como

sedimentos fluviolacustres y aluviales, en los cuales destacan los conglomerados, gravas, arenas, limos, arcillas, calizas y travertinos. Estas litologías indican un ambiente fluviolacustre, es decir, continental con la presencia de actividad volcánica significativa (Fries, 1960; Pantoja-Alor, 1989,1992; Martínez Hernández y Ramírez Arriaga, 1999; Beraldi, 2003; Carranza, 2001; Ramírez Arriaga *et al.*, 2005; 2006; Martínez Hernández y Ramírez Arriaga, 2006).

E. Complejo Paleógeno Huajuapán – Buenavista (sedimentario – volcanoclásticos del Eoceno – Oligoceno) del Terreno Mixteco; se conforma por una secuencia de areniscas, conglomerados y material volcanoclásticos como cenizas, brechas, tobas, fragmentos de andesitas y dacitas. De acuerdo a las rocas, este complejo se formó en un ambiente fluviolacustre con importante actividad volcánica, fuertemente fracturado e intrusionado por *sills* (Fries, 1960; Morán *et al.*, 1998, 2004; Durán Torres, 2007).

F. Complejo Paleógeno Tilzapotla (volcanoclástico del Eoceno – Oligoceno) del Terreno Mixteco; se conforma principalmente por brechas tobáceas con intercalaciones de ignimbritas; este complejo se relaciona a los eventos eruptivos de la caldera Tilzapotla al oriente del área de estudio (Fries, 1960; Morán *et al.*, 1998).

G. Complejo del Paleógeno – Cuaternario Coatzingo – Aluvial (aluviones – travertinos del Eoceno/Oligoceno – Holoceno) del Terreno Mixteco; este complejo estratigráficamente es el más reciente, se conforma por conglomerados, gravas, areniscas, limos, arcillas y calizas lacustres, intercalados de material volcanoclástico que es característico del dominio de la actividad del ENT, siendo sedimentos de origen volcánico-lacustre de litologías más antigua, por último se encuentran los aluviones y caliches del Holoceno (Durán Torres, 2007; Beraldi *et al.*, 2006; Silva, 2010).

H. Complejo Precámbrico Oaxaca (metamórfico – cristalino del Precámbrico) del Terreno Zapoteco; es el basamento metamórfico más antiguo del área de estudio, correspondiente al terreno Zapoteco con edades que van desde Precámbrico. De acuerdo con Ortega 1981a, 1981b, 1984: está compuesto principalmente por un cuerpo metaanortosítico basal, cuarzofeldespatos, paragneises, y una secuencia arenosa y arcillosa con un metamorfismo de facie granulita, que también incluye secuencias de intervalos de cuerpos calcáreos, pelíticos y aparentemente arcósicos, ortogneises y charnockitas productos de la

orogenia Greenville. Estructuralmente es una secuencia de rocas con metamorfismo variable que va de medio a muy metamorfoseado, y que esta deformado y plegado; además de estar fuertemente fracturado e intrusionado por diques.

I. Complejo Paleozoico Tardío Matzitzi (tubidítico de sutura del Pennsylvánico) del Terreno Zapoteco; este complejo representa la sutura de los dos terrenos metamórficos que se encuentran en el área de estudio, además de ser una secuencia de rocas Paleozoicas no deforma constituidas principalmente por una sucesión clástica de areniscas, estratos o paquetes de estratos de lutitas, lodolita carbonosa, arenisca conglomerática y conglomerado. Estas litologías indican que fueron el relleno de canales y barras durante dicho periodo de coalición y sutura entre terrenos (Oaxaca – Mixteco) y el proceso sinsedimentario asociado a ello (Calderón, 1956; Centeno *et al.* 2009).

J. Complejo Jurásico Medio Tecomazúchil (tubidítico – tobáceo del Bathoniano – Calloviano) del Terreno Zapoteco; este complejo de depósitos marinos y continentales es similar al complejo del terreno Mixteco (el complejo Tecomazúchil – Tecocoyunca); sin embargo, estas rocas sobreyacen al complejo Precámbrico y Paleozoico del terreno Zapoteco, la diferencia recae en que hay una mayor distribución de rocas correspondiente a la formación Tecomazúchil, que tuvieron edades y características tectónicas y sedimentarias similares en su génesis (Durán Torres, 2007; Campos Madrigal *et al.*, 2013; Ortiz *et al.*, 2013).

K. Complejo Cretácico Temprano – Medio Miahuatepec – Orizaba – San Juan Raya, Zapotitlán (carbonatado – conglomerático del Barremiano – Cenomaniano) del Terreno Zapoteco; este complejo tiene características litológicas similares al complejo Cretácico del terreno Mixteco; se formó en un mar somero donde se dieron las condiciones apropiadas para el desarrollo de extensos arrecifes, debido a los sucesivos movimientos verticales, y deformación de la corteza, estas rocas se plegaron y fracturaron, generando secuencia de rocas carbonatadas entre las que destacan las calizas, dolomías, margas, e intercaladas por rocas de origen continental con rocas evaporíticas y volcanoclásticas (Fries, 1960; Alvarado Ortega *et al.*, 2006; Durán Torres, 2007; Martínez Lima y Mancera, 2007; Ramírez Vargas, 2009; Löser *et al.*, 2013; Serrano y Centeno, 2014; Sierra y Molina, 2014).

L. Complejo Paleógeno – Neógeno Tehuacán – Tamazulapan (sedimentario – travertinoso – volcanoclástico del Paleoceno – Mioceno Temprano/Medio) del Terreno Zapoteco; este complejo es resultado de la erosión y depósito de las rocas cretácicas en un ambiente de cuenca fluviolacustres, que son resultado de procesos tectónicos asociados a la orogenia Laramide, que generaron secuencias de conglomerados continentales lacustres, conglomerados calcáreos y travertinosos, formaciones de limos y yesos (Ferrusquia, 1976; Dávalos, 2006; Durán Torres, 2007).

M. Complejo Neógeno – Cuaternario Tobas basálticas y basalto – Citlatépetl (tobáceas – volcanoclásticas andesitas, basaltos, dacitas e ignimbritas del Mioceno – Holoceno) del Terreno Zapoteco; este complejo se caracteriza por ser los depósitos de los episodios recientes andesíticos y basálticos del Citlatépetl y conos monogenéticos, que se consideran en el periodo Neógeno –Cuaternario, se caracterizan por ser secuencias de ignimbritas que cubrieron el basamento y las secuencias Cretácicas y Paleógenas (Siebe y Verma, 1988; Carrasco y Rose, 1995; Carrasco, 1997).

N. Complejo Cretácico Temprano- Tardío Chivillas (Inferior y Superior) – Maltrata – Orizaba (carbonatado – conglomerático – volcanoclástico del Valanginiano – Coniaciano) del Terreno Cuicateco; este complejo Cretácico se diferencia de los anteriores por ser sospechosamente parte del basamento del terreno Cuicateco, que litológicamente son producto de un prisma acrecionado y encajonado; desarrollando por tanto procesos violentos tubidíticos de sedimentación sobre las cuencas y plataformas arrecifales, generando de este modo plegamiento y fuerte fracturamiento que se asocia a la actividad volcánica que está relacionada a un proceso de *rift* continental que finalizaría con la sutura con el terreno Zapoteco. Las principales secuencias de rocas son las calizas arrecifales, dolomías, limolitas, arcosas, arcosas líticas, y material volcanoclástico (Durán Torres, 2007; López Ramos, 1979; Mendoza *et al.*, 2013).

O. Complejo Paleógeno – Neógeno Tehuacán (sedimentario – travertinoso – volcanoclástico del Paleoceno – Mioceno Temprano/Medio) del Terreno Cuicateco; este complejo litológico se formó en condiciones de cuenca endorreica fluviolacustre, sedimentos lacustres, de rocas conglomeráticas de clastos calcáreos, travertinos, limo y yeso, fueron productos de la erosión de las rocas cretácicas y de la variación de los niveles

de agua en los lagos, además de contener material volcanoclástico por la actividad tectónica durante la orogenia Laramide (Dávalos, 2006; Durán Torres, 2007).

P. Complejo Neógeno – Cuaternario Tobas basálticas y basalto – Citlatépetl (tobáceas – volcanoclásticas andesitas, basaltos, dacitas e ignimbritas del Mioceno – Holoceno) del Terreno Cuicateco; este complejo se caracteriza por ser los depósitos volcanoclásticos del Citlatépetl, y en menor medida depósitos basálticos de volcanes monogenéticos, que cubrieron el basamento y las secuencias Cretácicas y Paleógenas; la diferencia con respecto al complejo que se localiza en el terreno Zapoteco, es que este complejo se localiza en porciones topográficamente superiores, y forman parte de la estructura *horst*, cubriendo rocas Cretácicas y Paleógenas del terreno Cuicateco (Siebe y Verma, 1988; Carrasco y Rose, 1995; Carrasco, 1997).

4.4.3 Carácter litomorfoestructural o grado de modelado exógeno del relieve por el control litológico

De acuerdo con Hernández *et al*, 1994, 2005, 2009b; este nivel jerárquico define el carácter heterogéneo lito-estructural de los terrenos tectonoestratigráficos, que constituyen procesos, las condiciones activas y pasivas, que dan como resultado la expresión superficial de la tectónica de los bloques formando el plano morfoestructural activo; de esta manera diferencia si fueron modelados, de manera selectiva y bajo control litológico por procesos denudativos. Se definieron las siguientes caracterizaciones para los complejos litológicos:

- a. Relieve estructuro-denudativo**, formado sobre el complejo carbonatado – calcáreo y evaporítico, con expresión de “blindaje litológico”;
- b. Relieve tectónico-erosivo**, formado sobre los complejos metamórfico – cristalino, calcáreos y tobáceos;
- c. Relieve denudativo-erosivo**, formado sobre el complejo metamórfico y volcano-sedimentario.

En las figuras 4.5, 4.6, 4.7 y 4.8 se puede observar cómo se diferencia el modelado de acuerdo al grado de modelado exógeno dominante, se eligieron 3 sectores representativos; el mapa de carácter litomorfoestructural completo se encuentra en el apartado de Anexos A4. El primero corresponde al carácter litomorfoestructural tipo “a” estructuro-denudativo (figura 4.5 - imagen A y figura 4.6), localizado en la parte septentrional del *horst* SW del graben de Tehuacán, que forma parte de la sierra de Zapotitlán. En él se puede observar el desarrollo de una red drenaje paralela, o subparalela dentrítica y perpendicular al eje mayor de esta estructura, su desarrollo está relacionado a las características pasivas de la roca, siendo estas secuencias carbonatadas intercaladas por depósitos volcanoclásticos, y por otro lado en su carácter activo, son también perpendiculares a sistemas de fallas como por ejemplo la falla Cordón de la Cuesta. Es importante destacar que el drenaje actúa de manera concentrada, desarrollando barrancos y circos de erosión paralelos, modelando las laderas suavemente, a pesar del levantamiento que sufre la estructura. El relieve tipo “b” tectónico-erosivo (figura 4.5 - imagen B y figura 4.7) localizado en el sector de las sierras y valles de Acatlán, indica que la actividad tectónica y las características litoestructurales se conjugan para desarrollar un drenaje denso con respecto

al tipo “a”, ya que las rocas metamórficas Paleozoicas y volcano-sedimentarias Cenozoicas se encuentran fuertemente fracturadas y sobre ellas la erosión actúa de manera efectiva, desarrollando drenajes del tipo dentríticos y controlados por fracturas y fallas paralelas, donde la dirección de estas corrientes en ocasiones dan giros cercanos a los 90°, modelando los bloques en lomeríos y valles en forma de “v”.

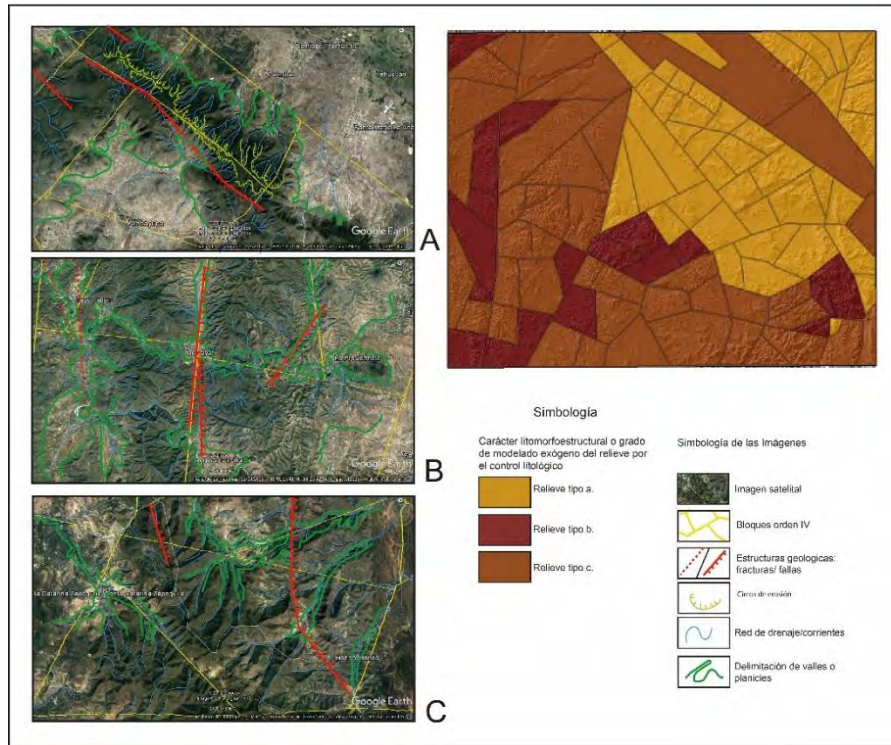


Figura 4.5 Se muestran tres imágenes (A, B y C) obtenidas desde Google Earth (2017), donde se resaltan las principales características geomorfológicas, cada una corresponde al modelado exógeno dominante en el área de estudio (D).

Por último, en la figura 4.5 - imagen C y la figura 4.8, que corresponde al relieve denudativo-erosivo representado por la sierra Mixteca al w de la falla Caltepec-Tamazulapan, nos muestra que el modelado es una transición de laderas denudadas y erosionadas, donde la concentración del drenaje dentrítico es mayor con respecto al tipo “a”. Los movimientos positivos en este sector genera que los procesos erosivos sean efectivos, pero a su vez la resistencia de algunas litologías dan la apariencia de laderas suavizadas a lado de barrancos de profundidad considerable. De igual manera el carácter activo de las estructuras condicionan la dirección de las corrientes siendo subparalelas y modelando valles con forma “u” y de laderas tendidas principalmente.



Figura 4.6 Vista de la Sierra Zapotitlán desde la carretera Zapotitlán Salinas a San Juan Raya, Puebla; en tercer plano, se ven las montañas de laderas suavizadas, de poca densidad de drenaje y de desarrollo de patrones paralelos a subparalelos sobre rocas carbonatadas de bindaje litológico (fuente: Juan Pablo Vaca Díez Trillo, 2017).



Figura 4.7 Vista en las cercanías de San Luis Atlotitlán, al E de Caltepec, Puebla; en los planos de en medio y el fondo de la fotografía se alcanza a observar el relieve montañoso controlado por la litología y la actividad tectónica, generando laderas que dan de abruptas a suavizadas en su base (fuente: Google Earth 2017).



Figura 4.8 Vista de Cosoltepec, Oaxaca; en las fotografías se alcanzan a observar las laderas tendidas que corresponden a un relieve del tipo denudativo – erosivo (fuente: Ricky-ceballeashistorandolamixteca, 2010).

4.4.4 Categorías geomorfológicas del relieve y sistemas morfoestructurales

De acuerdo con la clasificación morfoestructural propuesta por Hernández *et al.*, 2009b (tabla 4.2) quien tomó como base las categorías definidas por Bashenina (1988) a escala global y a nivel insular (Cuba) para definir las categorías y subcategorías del relieve para México, Puebla y Oaxaca, y con ello fue posible la identificación de 4 sistemas de bloques morfoestructurales en el área de estudio: a) Sistema de bloques escalonados en estructura *horst* - graben; b) Sistema complejo de bloques plegados y basculados en estructura de transición *horst* - plegamiento; c) Sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinal periférico a la estructura *horst*; y por último, el d) Sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados (figura 4.9).

Tabla 4.2 Categorías y subcategorías del relieve a nivel global (Bashenina, 1988) y regional (Hernández *et al.*, 2009b) modificadas para Puebla y Oaxaca, y nivel insular, como referencia: Cuba (Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de Cuba, 1989). H: altura.

Categorías y subcategorías del relieve	Niveles espaciales en el contexto regional y local para le área de estudio.			
	Global	Oaxaca	Regional continental: Puebla y Oaxaca (área de estudio)	Insular: Cuba
Montañas muy altas	H > 5 000 m (acotado en 8 850 m, Pico Everest)	-----	-----	-----
Montañas altas	2 500 < H ≤ 5 000 m	2 500 < H ≤ 3 750 m (Pico Quiexobra, Sierra Miahuatlán)	2 500 < H ≤ 2 980 m (Sierra Soltepec, Puebla)	-----
Montañas media	1 300 < H ≤ 2 500 m	1 300 < H ≤ 2 500 m	2 201 < H ≤ 2 500 m	1 2 00 < H ≤ 1 970 m (Pico Turquino, Sierra Maestra)
Montañas bajas	800 < H ≤ 1 300 m	800 < H ≤ 1 300 m	2 001 < H ≤ 2 200 m	800 < H ≤ 1 200 m
Montañas pequeñas	-----	-----	-----	500 < H ≤ 800 m
Premontañas	600 < H ≤ 800 m	400 < H ≤ 800 m	1 701 < H ≤ 2 000 m	300 < H ≤ 500 m
Elevaciones y lomeríos	650 m ≤ H	200 < H ≤ 400 m	(200 < h ≤ 400 m) Altos 1 700 < H ≤ 1 501 m Medias 1 500 < H ≤ 901 m	Altos 200 < H ≤ 300 m Medias 120 m < H
Planicies	0 < H ≤ 250 m	200 m ≤ H	Altas 2 500 < H ≤ 1 96 m Medias 1 960 < H ≤ 1 431 m Bajas 1 430 < H ≤ 901 m	Altas 120 < H ≤ 280 m Medias 20 < H ≤ 1 120 m Bajas 20 m ≤ H

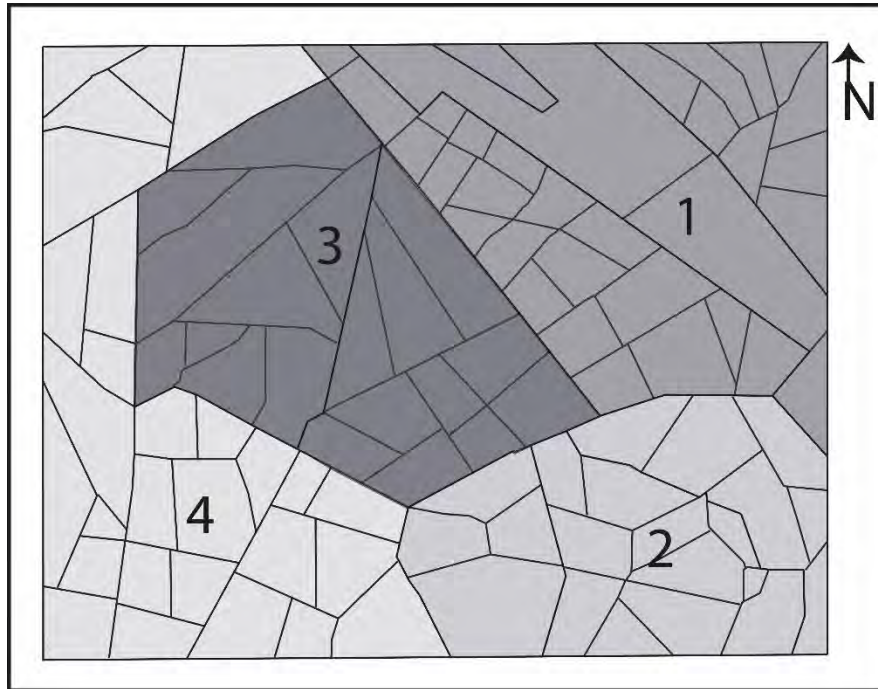


Figura 4.9 Esquema del área de estudio (transición de la SMS y el ENT, entre el sur de Puebla y norte de Oaxaca) dividida de acuerdo a los sistemas morfoestructurales: 1) sistema de bloques escalonados en estructura *horst* - graben; 2) sistema complejo de bloques plegados y basculados en estructura de transición *horst* - plegamiento; 3) sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinial periférico a la estructura *horst*; y por último, el 4) sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados.

a) Sistema de bloques escalonados en estructura *horst* – graben (figura 4.10).

Subdivido en 3 grupos de bloques que tiene una dirección general NW-SE, compuesto por bloques escalonados que se dislocan en la vertical representados por diferentes pisos altimétricos; y dislocaciones en el plano lateral, dados por la presencia de fallas; por lo que el arreglo y su dinámica se relacionan principalmente al sistema de la falla de Oaxaca (Nieto *et al.*; 1995; 2007) y a un sistema de fallas paralelo en la Sierra de Zapotitlán. Por otro lado el desarrollo de una considerable densidad de disección, reflejado en la profundidad de los barrancos y el desarrollo de corrientes, a pesar de su carácter denudativo, la presencia de facetas triangulares y escarpes de paredes verticales o casi verticales, indican que esta porción del área de estudio se encuentra activa en términos estructurales y tectónicos, por lo que estos rasgos lineales son visibles y sensibles en el relieve. Estas estructuras representan el pivote regional estructural de los sistemas hidrológicos Balsas y Papaloapan, siendo la principal divisoria la Sierra Zapotitlán.

a. I) Bloques plegados, basculados y escalonados en estructura *horst*,

representado por la Sierra de Zapotitlán, la porción S de la Sierra Tentzo y la Sierra Tecamachalco, con diferentes direcciones de basculamiento por el acomodo de bloques por la actividad geotectónica regional, sin embargo presenta basculamiento general en tres grupos de direcciones: 1) el primero con direcciones preferentes hacia al NW; 2) el segundo hacia al ESE; 3) y por último, el tercer grupo hacia al SE. El grupo uno, con respecto a los grupos dos de basculamiento, tienen relación a la interacción de la falla Oticatajo, de carácter normal con dirección NE-SW; mientras que el grupo dos y tres son resultado de la interacción de las fallas Tecolote (NW-SE), Texcala y Salinas (NNE - SSW). En un segundo plano se conjugan las fallas (en orden de N-S): Ozoltepec, Cordon de la cuesta, Nopala, Tecolote y Tepoxtitlán, que atraviesan longitudinalmente al *horst* con dirección general NW-SE, generando basculamiento de bloques hacia San Juan Ixcaquixtla (hacia al SW) y hacia el valle de Tehuacán (hacia al NE). Por otro lado, el *horst* se caracteriza por el desarrollo de profundos barrancos y sistemas de drenajes dentríticos a subparalelos dentríticos, con laderas suavizadas, en paquetes de rocas carbonatadas, intercaladas por secuencias sedimentarias y volcanoclásticas. Categorías geomorfológicas del relieve: MA ($2\ 501 < H \leq 2\ 980$ m) conformadas por los bloques: 2-5, 2-6, 2-7, 2-8, 2-11, 2-13, 2-15 y 2-18; MM ($2\ 001 < H \leq 2\ 500$ m) conformadas por los bloques: 2-1, 2-4, 2-12, 2-14, 2-16, 2-17 y 2-19; MB ($1\ 501 < H \leq 2\ 000$ m) constituida por los bloques: 2-2, 2-3, 2-9, 2-20 y 4-1; y PM ($1\ 201 < H \leq 1\ 500$ m) por el bloque: 2-10.

a. II) Bloques en plegamiento, basculados y escalonados asimétricos en estructura *horst*;

que son ocupados por la Sierra Soltepec y Zongolica, de manera similar presenta tres grupos de bloques de direcciones de basculamiento: 1) el primero, representado por un bloque, en la porción NE del área de estudio que bascula hacia al NW; 2) el segundo grupo, tiene direcciones preferentes hacia SW; 3) y el tercer grupo hacia al SE. A diferencia del subsistema *horst* de la sierra Zapotitlán, en el *horst* Soltepec – Zongolica los bloques se encuentran en un bloque céntrico y que a su vez se escalonan de manera asimétrica; este bloque tiene diferente dirección longitudinal (NNE-SSW) a la de la estructura (NW-SE), cambiando la dirección de basculamiento de los bloques en su porción S; este subsistema asemeja un sistema *horst* - graben de menor dimensión y perpendicular. Esta estructura se caracteriza por la presencia de la parte septentrional del sistema de fallas Oaxaca,

que la delimita al SW con el valle de Tehuacán. Los bloques se conforman de secuencias de rocas carbonatadas, sedimentarias y volcanoclásticas, además de presentar desarrollo de barrancos profundos de laderas suaves a abruptas, como también valles intermontanos acolmatados por materiales volcanoclásticos con laderas suavizadas en su porción norte que corresponde a los Llanos de San Andrés. Categorías geomorfológicas del relieve: MA ($2\ 501 < H \leq 2\ 980$ m) conformadas por los bloques: 5-1, 5-2, 5-4, 5-5, 5-6, 5-7 y 5-9; y MM ($2\ 001 < H \leq 2\ 500$ m) conformadas por los bloques: 5-3 y 5-8.

a. III) Bloques basculados y escalonados en estructura graben; representado por el valle de Tehuacán, que es un conjunto de bloques dislocados de manera vertical presentando por diferentes pisos que van descendiendo en la misma dirección de la estructura (NW-SE). Esta estructura está dividida en tres bloques, donde el bloque N se bascula al SW, mientras que los demás lo hacen al SE; se caracterizan por ser rocas sedimentarias producto de la erosión y acumulación de las sierras que las encajonan; y que están limitadas estructuralmente al NE por el sistema de fallas Oaxaca y al SW por el sistema de fallas Caltepec - Tamazulapan, el tipo de corrientes desarrollado en el valle va de paralelo en las zonas límite con las demás estructuras a subparalelos dentríticos, de tal manera que se integran en el río Tehuacán en el valle del mismo nombre. Categorías geomorfológicas del relieve: PA ($1\ 961 < H \leq 2\ 500$ m) conformadas por los bloques: 3-1 y 3-2; y PM ($1\ 431 < H \leq 1\ 960$ m) caracterizado por el bloque: 6-1.

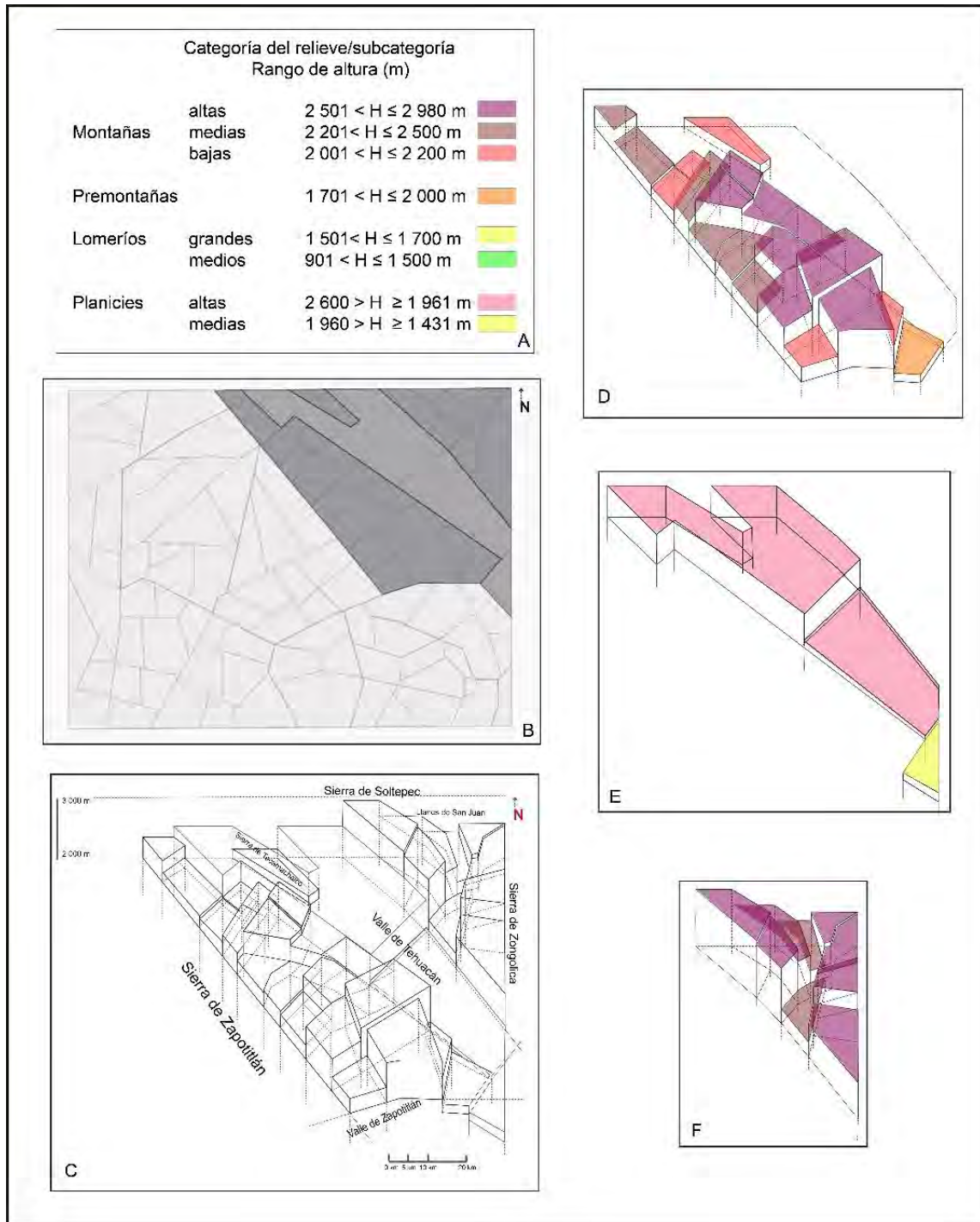


Figura 4.10 A) Categorías y subcategorías del relieve; B) esquema del área de estudio que resalta el sistema de bloques escalonados en estructura *horst* – graben; C) sistema de bloques escalonados en estructura *horst* – graben en tres dimensiones que indican los topónimos de las principales estructuras; D) Bloques plegados, basculados y escalonados en estructura *horst*; E) Bloques basculados y escalonados en estructura graben; F) Bloques basculados y escalonados asimétricos en estructura *horst*.

b. Sistema complejo de bloques plegados, escalonados y basculados en estructura de transición *horst* – plegamiento (figura 4.11).

Subdividido en 3 subsistemas, forma parte del *horst* SW al S del valle de Tehuacán, este sistema se diferencia porque es la transición de dos estructuras, representa una zona compleja desde el punto de vista geológico-tectónico, desarrollado sobre paquetes de rocas metamórficas, carbonatadas, sedimentarias y volcanoclásticas de diferentes edades sobrepuestas en una zona de sutura entre dos terrenos tectonoestratigráficos donde los bloques se encuentran deformados, basculados y rotados; formando así una estructura en transición *horst* - plegamiento por esfuerzos tensionales; ocupada por la Sierra de Tamazulapan y parte de la Sierra Mixteca en su parte noroccidental (Ochoa, 2001). El escalonamiento general de los bloques de este sistema va de W-E, ascendiendo de occidente hacia el graben de Tehuacán. Por otro lado, de manera similar el sistema de fallas Caltepec tienen un rol de pivote estructural, buzando a los bloques en diferentes direcciones y basculándolos preferentemente al NW y al NE. Esta estructura es un plegamiento, por lo que guarda acomodo semicircular de bloques hacia al W, dando una apariencia de rotación en esa dirección.

b. I) Bloques deformados, escalonados y basculados irregulares en estructura de transición *horst* – plegamiento; representado por la sierra Tamazulapan la cual es un conjunto de bloques escalonados de manera irregular, representan la porción central de la estructura donde se encuentran las cimas máximas con 2 760 m.s.n.m., pero a su vez se encuentran bloques con alturas de 2 040 – 2 060 m.s.n.m.; de tal manera que pueden asemejar sistemas en menor tamaño de *horst* – graben al interior de esta estructura o sistema; por lo que los contrastes geomorfológicos se reflejan en la intensidad de la erosión, desarrollando barrancos profundos con laderas verticales y sistemas de corrientes dentríticas; además están afectados por el sistema de fallas Caltepec, conformado (en orden NW-SE) por la falla la Pila, Acatepec, Actipan y Caltepec, de carácter normal con dirección general NW-SE, que forman una línea semicurva y en unos sectores son atravesados por fallas NE-SW. Este sistema de fallas buzando a los bloques en dos direcciones: 1) el primero hacia el NW, donde los bloques se ubican al W del sistema de fallas y donde se encuentran las mayores alturas; y 2) el segundo donde los bloques basculan al NE, a excepción de un bloque que lo hace al SE. Por lo que se puede interpretar que este sistema de fallas funciona como pivote estructural pero a su vez como el piso más alto de

escalonamiento de los bloques; ya que los bloques orientales a este subsistema, son de un piso altimétrico inferior, para posteriormente descender abruptamente en el valle de Tehuacán. Categorías geomorfológicas del relieve: MA ($2\ 501 < H \leq 2\ 980$ m) conformadas por los bloques: 7-8, 7-10, 7-16 y 7-17; las MM ($2\ 001 < H \leq 2\ 500$ m) conformadas por los bloques: 7-9, 7-11, 7-12, 7-15 y 7-18; y las MB ($1\ 501 < H \leq 2\ 000$ m) constituida por los bloques: 7-1 y 7-14.

b. II) Bloques deformados, escalonados, basculados y rotados en estructura de transición *horst* – plegamiento; se localizan en la parte oriental de la Sierra Tamazulapan y la Sierra Mixteca, que limita al NE con valle de Tehuacán; además también se ubican al E de la falla Caltepec, que representa una zona sismotectónica activa y de sutura de terrenos tectonoestratigráficos. Por lo que geomorfológicamente presenta una alta densidad de barrancos profundos y sistemas de corrientes dentríticas. A diferencia, este subsistema los bloques mantienen uniformidad en el piso altimétrico, a pesar de que estén afectados por el sistema de fallas Caltepec - Tamazulapan, que son las fallas San Francisco, Santa Lucía y la Pluma, y el sistema Caltepec, que este último funge como límite estructural entre los bloques externos y centrales. Los bloques están rotados con dirección NW, lo que da una apariencia semicircular a toda la morfoestructura, basculan en tres direcciones principalmente: 1) los bloques externos N tienen direcciones al NW y al NE, basculándose hacia el valle de Zapotitlán y al valle de Tehuacán respectivamente donde se encuentran con los bloques de la Sierra Zapotitlán; 2) mientras que los bloques externos S basculan hacia al SE y al NE, encontrándose en el río Hondo. Categorías geomorfológicas del relieve: MA ($2\ 501 < H \leq 2\ 980$ m) conformado por el bloque: 7-6, MM ($2\ 001 < H \leq 2\ 500$ m) conformadas por los bloques: 7-2, 7-3, 7-4, 7-5, 7-7 y 7-13.

b. III) Bloques periféricos deformados asimétricos y fracturados a la estructura en transición *horst*-plegamiento; es representado por la sierra Mixteca, este subsistema de bloques es el menos deformado, se encuentran en la porción occidental, y se caracteriza por estar escalonado y fracturado, otra diferencia es que no desarrollan profundos barrancos, y las laderas de las montañas están suavizadas, los sistemas hidrológicos que están conectados a la cuenca del Balsas, presentando patrones dentríticos; las direcciones de basculamiento son hacia al NW

y al SW, y presentan los primeros pisos de escalonamiento del sistema morfoestructural, que como se menciona es ascendente del W al E. Categorías geomorfológicas del relieve: MM ($2\ 001 < H \leq 2\ 500$ m) conformadas por los bloques: 8-4; y PM ($1\ 201 < H \leq 1\ 500$ m) bloques: 8-1, 8-2 y 8-3.

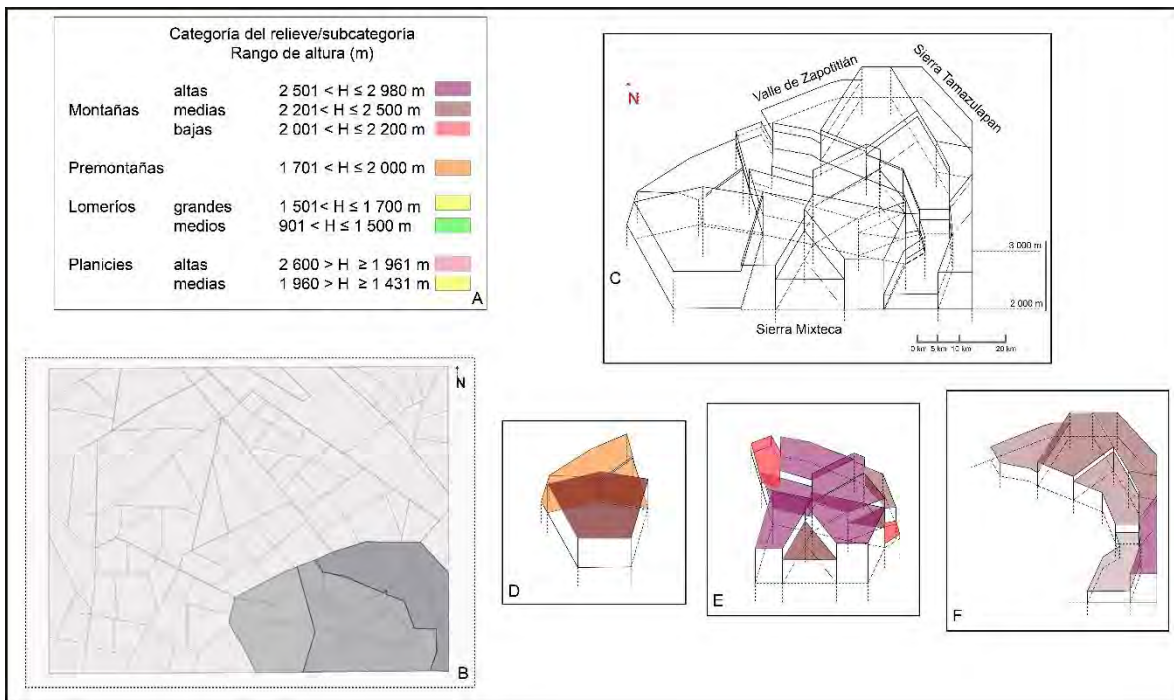


Figura 4.11 A) Categorías y subcategorías del relieve; B) esquema del área de estudio que resalta el sistema complejo de bloques plegados, escalonados y basculados en estructura de transición *horst* – plegamiento; C) sistema complejo de bloques plegados, escalonados y basculados en estructura de transición *horst* – plegamiento en tres dimensiones que indican los topónimos de las principales estructuras; D) Bloques periféricos deformados asimétricos y fracturados a la estructura en transición *horst*-plegamiento; E) Bloques deformados, escalonados y basculados irregulares en estructura de transición *horst* – plegamiento; F) Bloques deformados, escalonados, basculados y rotados en estructura de transición *horst* – plegamiento.

c. Sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinas periférico a la estructura *horst* (figura 4.12).

Este sistema es ocupado por las mesas: San Mateo y Santa Catarina, donde también se emplazan los Llanos de Tepeji que tienen una orientación NE-SW, estas estructuras se encuentran erosionadas, cortadas por profundos barrancos; y se interpreta como un monoclinas que fue atravesado por corrientes emplazadas preferentemente sobre fracturamiento y contactos litológicos, aflorando de esta manera el basamento metamórfico, donde le sobreyacen rocas sedimentarias de origen lacustre y volcanoclástico; mientras que en su porción E, el carácter litomorfoestructural es similar al de la sierra de Zapotitlán por el afloramiento de rocas carbonatadas intercaladas por secuencias sedimentarias y volcanoclásticas, que le dan un carácter denudativo. En esta morfoestructura se pueden identificar dos tipos de bloques: los topográficamente superiores que son de carácter denudativo principalmente, y los inferiores que van de denudativo a erosivo, y que marcan la transición geomorfológica y litoestructural a los sistemas morfoestructurales vecinos que los rodean.

Este sistema es atravesado y controlado por fracturas con direcciones NE-SW; y por un sistema de fallas con dos direcciones: 1) las de orientación NE-SW, fallas El Mirador y Matanzas; y 2) las fallas con orientación NW-SE, fallas Tlanguistengo, Otlaltepec, La Pila y Acatepec, que pueden ser interpretadas como la porción N del sistema de fallas Caltepec. Además en este sistema se emplaza el sinclinal Ixcaquixtla, el cual forma parte y es evidencia de la deformación en esta porción de la SMS durante la orogenia Laramide. El desarrollo de corrientes está influenciado por la presencia de estas estructuras geológicas que forman patrones dentríficos y que se integran a los ríos Acatlán y Atoyac que drenan hacia el SW; que han desarrollado barrancos profundos pero de menor densidad y desnivel altimétrico con respecto a las estructuras *horst*.

El basculamiento general de los bloques es al SW; lo que indica que esta estructura además de ser un escalonamiento regional con respecto al *horst* de la sierra Zapotitlán, está también dislocado pero parte de su dinámica estructural se relaciona con el *horst* mencionado. En la porción SE de la estructura, hay un grupo de bloques topográficamente inferiores que no basculan al SW, sino que los hacen al SE, NE y NW donde convergen, estos bloques se interpretan de esta manera ya que están sujetos a una zona donde la densidad de fallamiento es mayor con respecto a las demás de zonas de la estructura. Categorías geomorfológicas del relieve: MM ($2\ 001 < H \leq 2\ 500$ m) conformada por el bloque: 13-1; MB ($1\ 501 < H \leq 2\ 000$ m) constituida por los bloques: 13-2, 13-3, 13-8, 13-9 y 13-10; PM ($1\ 201$

< $H \leq 1\ 500$ m) bloques: 12-1, 12-2, 12-3, 12-4, 12-5, 12-6, 12-7, 13-4, 13-6 y 13-7; LG ($1\ 051 < H \leq 1\ 200$ m) constituidos por los bloques: 12-8 y 13-5; y LM ($901 < H \leq 1\ 050$ m) constituido por el bloque: 12-9.

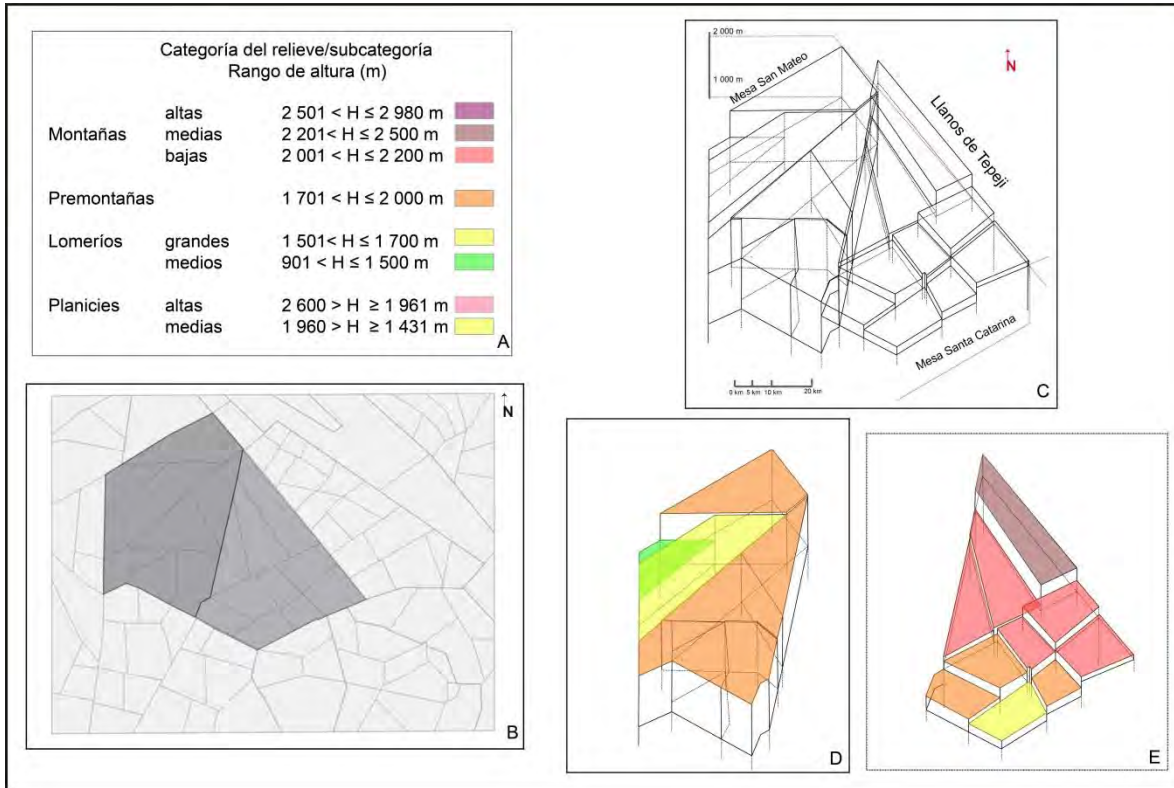


Figura 4.12 A) Categorías y subcategorías del relieve; B) esquema del área de estudio que resalta el sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinal periférico a la estructura *horst*; C) sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinal periférico a la estructura *horst* en tres dimensiones que indican los topónimos de las principales estructuras; D) bloques topográficamente inferiores; E) bloques topográficamente superiores.

d. Sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados (figura 4.13).

Este sistema de bloques se subdivide en dos grupos, y se caracteriza por la asimetría e intercalación altimétrica y de basculamiento de los bloques, representan la parte occidental del área de estudio, y a su vez son bloques que tienen un comportamiento relativamente independiente de la dinámica del sistema *horst* – graben de Tehuacán, a pesar de esto, se les puede interpretar como el desarrollo de un sistema de semigraben.

d. I) Bloque basculado asimétrico en plegamiento y fracturado en estructura monoclinial; representado por la mesa la Coronilla, es un bloque monoclinial que formaba parte del monoclinial de los Llanos de Tepeji, pero por la presencia de fracturas, este bloque se diferenció del sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinial periférico a la estructura *horst*. De igual manera representa la transición del modelado denudativo al erosivo, donde sus límites están siendo erosionados por corrientes que han generado barrancos profundos, aflorando rocas sedimentarias y volcanoclásticas principalmente. Este bloque se bascula hacia al SW, donde converge con bloques de dirección contraria y siendo el punto de encuentro corriente del río Atoyac. Categorías geomorfológicas del relieve: PM ($1\ 201 < H \leq 1\ 500$ m) bloques: 1-3.

d. II) Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; ocupado al S-SW por las sierras y valles de Acatlán, al NW por el extremo oriental de los valles y sierras de Matamoros y Chiautla, es un conjunto de bloques altamente fracturados y fallados con direcciones preferentes al NE-SW, y que representan los pisos altimétricos más bajos que van desde los lomeríos y elevaciones medias hasta las premontañas. Estos bloques se desarrollaron sobre el basamento metamórfico y sobre rocas sedimentarias aluviales y volcanoclásticas, desarrollando un modelado erosivo de valles poco profundos con laderas suaves; en cuanto a los sistemas de corrientes siguen un patrón dentrítico, y en algunas ocasiones son paralelos entre sí o forman patrones en rejilla cuadrangular debido al control estructural de fallas y fracturas. Los bloques están basculados en diferentes direcciones, algunos de ellos convergen en los puntos bajos de los valles o *talwegs* siendo estos los límites estructurales entre ellos, o bien, divergen en sus divisorias estructurales; generando así un mosaico de bloques asimétricos, que ascienden y descienden entre sí, sin

embargo regionalmente, representan el piso altimétrico más bajo en el área de estudio. Categorías geomorfológicas del relieve: PM ($1\ 201 < H \leq 1\ 500$ m) bloques: 1-1, 9-2, 9-3, 9-5, 9-6, 10-1, 10-2, y 10-4; LG ($1\ 051 < H \leq 1\ 200$ m) constituidos por los bloques: 1 -2, 1-4, 1-5, 9-1, 10-7, 10-8, 11-1, 11- y 11-8; LM ($901 < H \leq 1\ 050$ m) constituido por los bloques: 9-4, 9-7, 10-3, 10-5, 10-6, 11-2, 11-3, 11-4, 11-5 y 11-7.

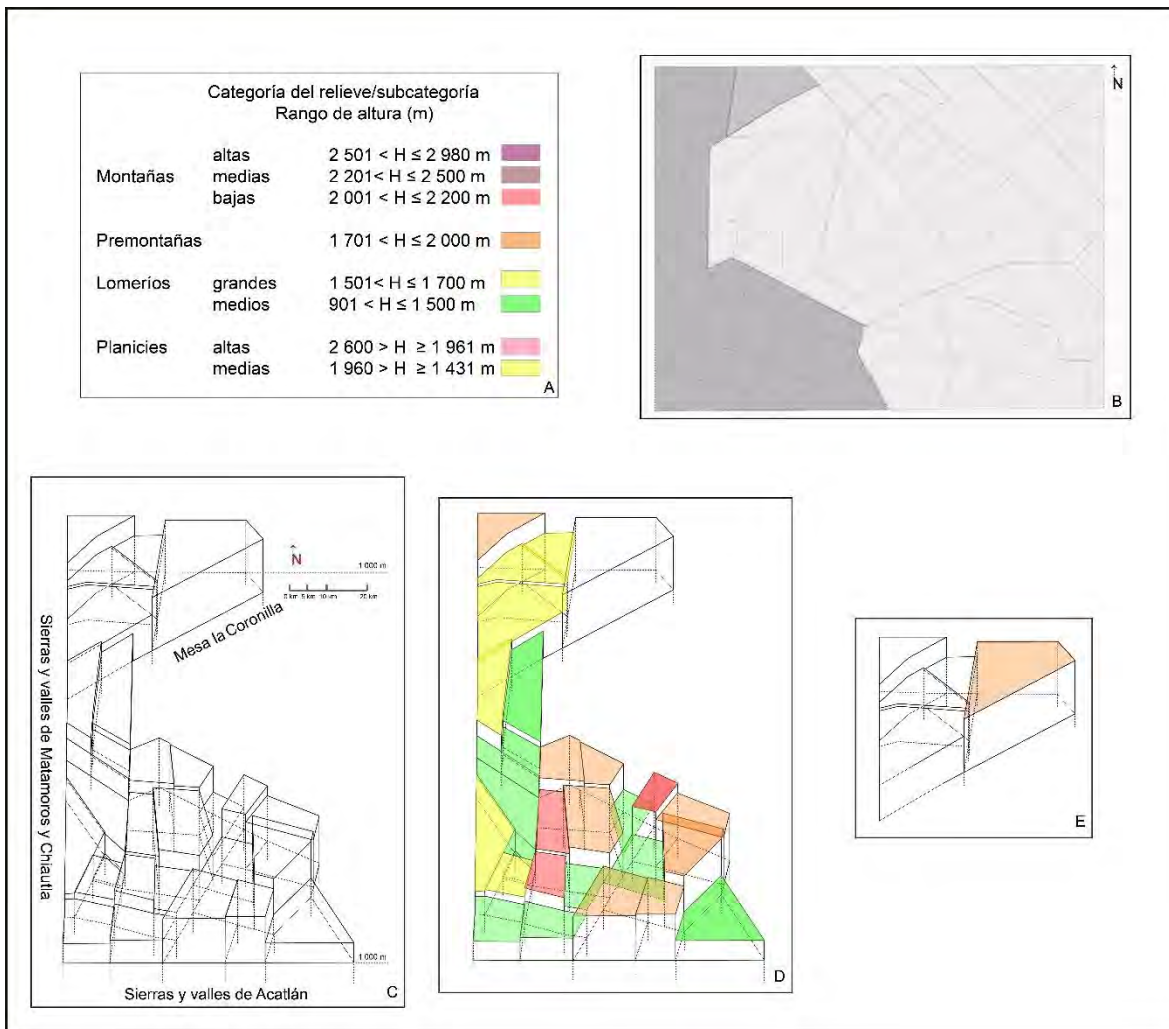


Figura 4.13 A) Categorías y subcategorías del relieve; B) esquema del área de estudio que resalta el sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados; C) sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados en tres dimensiones que indican los topónimos de las principales estructuras; D) Bloque basculado asimétrico en plegamiento y fracturados estructura monoclinal; representado por la mesa la Coronilla; E) Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados.

4.4.5 Modelos bidimensionales y tridimensionales, y modelado morfoestructural interno

Los modelos bidimensionales y tridimensionales (figura 4.14 y 4.15) de las morfoestructuras de orden III y IV, ilustran la dinámica y los estilos geotectónicos en el área de estudio; es decir, es parte de la dinámica de la articulación de dos provincias fisiográficas; la SMS y el ENT. El grupo A corresponde al sistema de bloques escalonados en estructura *horst* – graben; el grupo B al sistema complejo de bloques plegados y basculados en estructura de transición *horst* - plegamiento; el grupo C al sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinal periférico a la estructura *horst*; y el grupo D al sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados.

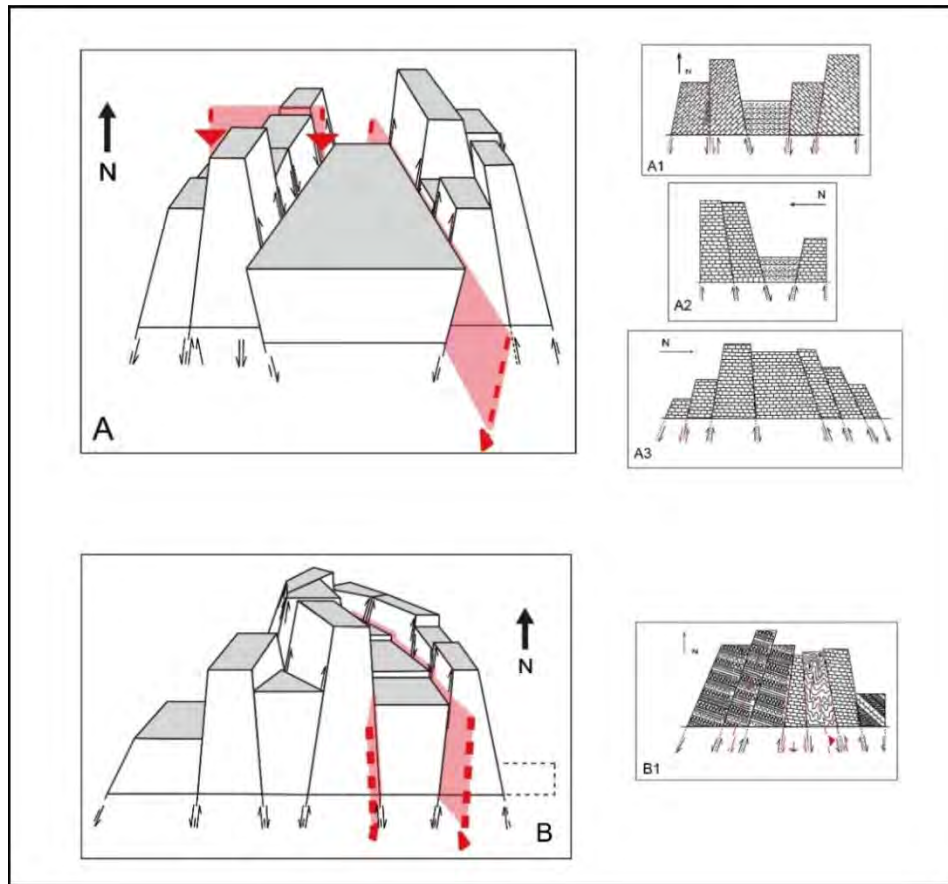
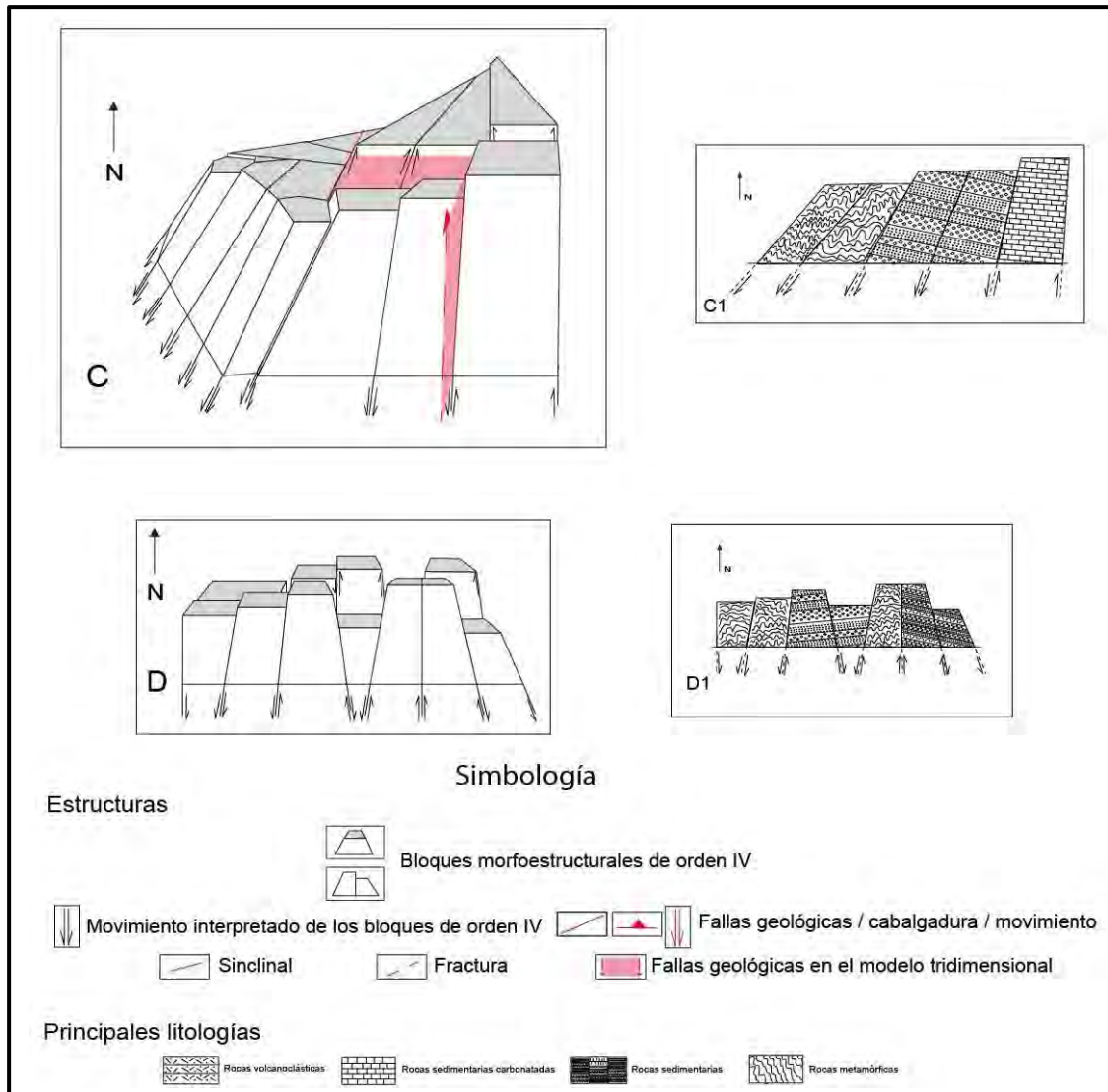


Figura 4.14 Estilos geotectónicos en el área de estudio: A) sistema de bloques escalonados en estructura *horst* – graben, A1) bloques basculados y escalonados en estructura *horst* - graben, A2) bloques en plegamiento, basculados y escalonados asimétricos en estructura *horst* o bien se puede interpretar como un sistema alterno de bloques asimétricos (semi) *horst* - graben perpendicular, A3) bloques alineados plegados, basculados y escalonados en estructura *horst*; B) sistema complejo de bloques plegados y basculados en estructura de transición *horst* – plegamiento, B1) bloques escalonados de *horst* irregulares y rotados por el rumbo NW, en su interior se forman sistemas de *horst* – graben de bloques escalonados irregulares (continúa).



Figuran 4.15 Estilos geotectónicos en el área de estudio: c) sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinical periférico a la estructura horst, C1) bloques escalonados y basculados isométricos; D) sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados, D1) bloques asimétricos basculados, o bloques alternos (semi) horst-graben asimétricos.

Estos estilos geotectónicos son parte de la herencia de las estructuras que fueron reactivadas durante la etapa Neotectónica, es decir las fallas de Oaxaca y Caltepec – Tamazulapan (Nieto *et al.* 1995; Dávalos 2006, 2007; Santamaría *et al.*, 2008, 2009), que tuvieron diferentes momentos y estilos geotectónicos que cambiaron de regímenes compresivos a extensivos, siendo en un principio zonas de sutura y cabalgamiento entre terrenos tectonoestratigráficos a ser del tipo fallamiento normal (Ortega, 1978; 1981a; 1981b; Sedlock *et al.*, 1993). También se registra que durante la orogenia Laramide (Damon *et al.*, 1981), esta parte del territorio nacional experimenta un acortamiento cortical; siendo

así todos estos procesos geológicos - tectónicos parte del comportamiento diferencial en las estructuras geológicas y que se refleja en la litologías donde interactúan, generando basculamiento de las capas rocosas y morfoestructuras, con diversos niveles de deformación y metamorfismo, como la presencia de plutones como el Tronco Totoltepec o bien, la cubierta volcanoclástica mas reciente que se identifica con los productos de las erupciones contemporáneos de volcanes monogenéticos y del Citlatépetl (Carrasco y Rose, 1995; Carrasco, 1997; Silva, 2010) al N de la cuenca de Tehuacán, además indican que es una región activa debido a la interacción de dos placas tectónicas (Cocos y Norteamérica). Por otro lado estos modelos, en este esquema geotectónico la velocidad de los procesos exógenos, la aceleración o ralentización (Lugo, 1990; Lugo y Córdova, 1991; Hernández *et al.*, 1995; Krasilnikov *et al.* 2011) de ellos que se expresan sobre las litomorfoestructuras de manera diferencial, ya sea por movimientos positivos (levantamientos) o negativos (hundimientos) (Kostenko, 1975).

El comportamiento cortical, sus movimientos o cambios de altura generan cambios en el modelado morfoestructural interno, que es el último nivel de jerarquización, correspondiente a la morfoescultura, también se le conoce como el grado de reelaboración o remodelación morfoestructural; Hernández (1995) lo define como la diferenciación externa del relieve de la superficie terrestre, siendo en gran medida los factores exógenos y el carácter pasivo litológico que son los factores más significativos que intervienen en su modelado. En este punto se busca relacionar el carácter litomorfoestructural que se definió con anterioridad para explicar en gran medida estas diferencias morfoestructurales. Es importante no dejar de lado el carácter endógeno, ya que permite correlacionar rasgos y propiedades litomorfoestructurales con el piso estructural y la geotectónica regional.

Partiendo de los tres tipos de caracterización morfoestructural definidos: a. Relieve estructuro-denudativo, formado sobre el complejo carbonatado – calcáreo y evaporítico, con expresión de “blindaje litológico”; b. Relieve tectónico-erosivo, formado sobre los complejos metamórfico - cristalino, calcáreos y tobáceos; c. Relieve denudativo-erosivo, formado sobre el complejo metamórfico y volcano-sedimentario; se puede observar cómo se han desarrollado los estilos morfoesculturales en el área de estudio (figura 4.16).

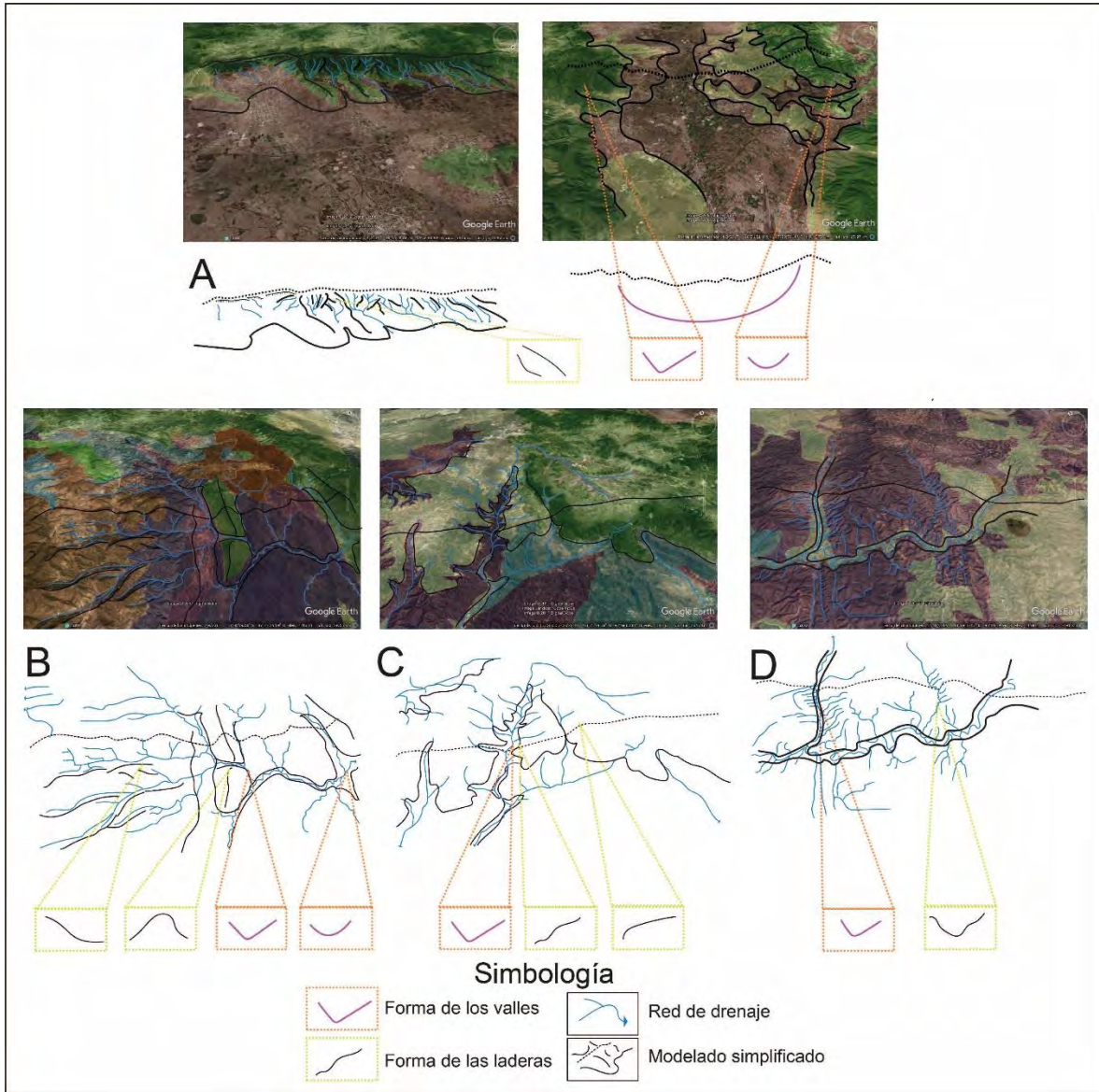


Figura 4.16 Comparación cualitativa de los ejemplos del modelado morfoestructural interno en el área de estudio; A) sistema de bloques escalonados en estructura *horst* - graben; B) sistema complejo de bloques plegados y basculados en estructura de transición *horst* – plegamiento; C) sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monoclinal periférico a la estructura *horst*; y D) sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados. En cada imagen se identificaron características geomorfológicas que las diferenciaban entre las morfoestructuras, como: la forma de la ladera, red de drenaje, forma de los valles (“u” o “v”) y la morfología simplificada de la modelado morfoestructural interno; de color aparecen los complejos litológicos.

El grupo A esta conformado principalmente por secuencias de rocas carbonatadas del Mesozoico, que están intercaladas por secuencias volcanoclásticas y rocas sedimentarias de origen marino y continental, estos paquetes de rocas se asocia a periodos cuando el nivel del mar era somero con episodios de levantamiento y subsidencia asociados

a un proceso *rifting* (Mendoza, *et al.*, 2013) y a un arco magmático relacionado a la subducción de la antigua placa Farallón en Norteamérica. Posteriormente fueron exhumadas y levantadas por el cierre de la cuenca oceánica, iniciando procesos de deformación, basculamiento y fallamiento de las capas rocosas; en ellas se desarrollaron dos suturas, por un lado la sutura caracterizada por la Falla Caltepec (T. Mixteco y T. Zapoteco) y la Falla Oaxaca (T. Zapoteco y T. Cuicateco); en las porciones más deprimidas del sistema se emplazan rocas Cenozoicas producto de la erosión relacionados a la orogenia Laramide, sobreyaciéndoles depósitos volcanoclásticos asociados al ENT (Fries, 1960; 2014; Sedlock *et al.*, 1993; Alvarado Ortega *et al.*, 2006; Durán Torres, 2007; Ramírez Vargas, 2009; Löser *et al.*, 2013; Serrano y Centeno, 2014; Sierra y Molina, 2014).

Las morfoestructuras (A1, A2, A3 Y A4, de la figura 4.17) responden al comportamiento que la dinámica tectónica actual imprime en la región, provocando movimientos corticales positivos en las morfoestructuras de orden III y IV, que corresponden a los pilares tectónicos o *horst*, mientras que el bloque de caída corresponde al graben; la movilidad entre bloques se pueden entender en dos sentidos de acuerdo a la escala, un levantamiento general en los *horst* donde los procesos exógenos actúan de manera efectiva, desarrollando una red de drenaje dentrítica y subparalela dentrítica perpendicular al eje mayor del sistema, pero la profundidad de erosión no corresponde a la energía del relieve, esto debido al carácter litomorfoestructural del sector, que corresponde al de estructuro denudativo con blindaje litológico.

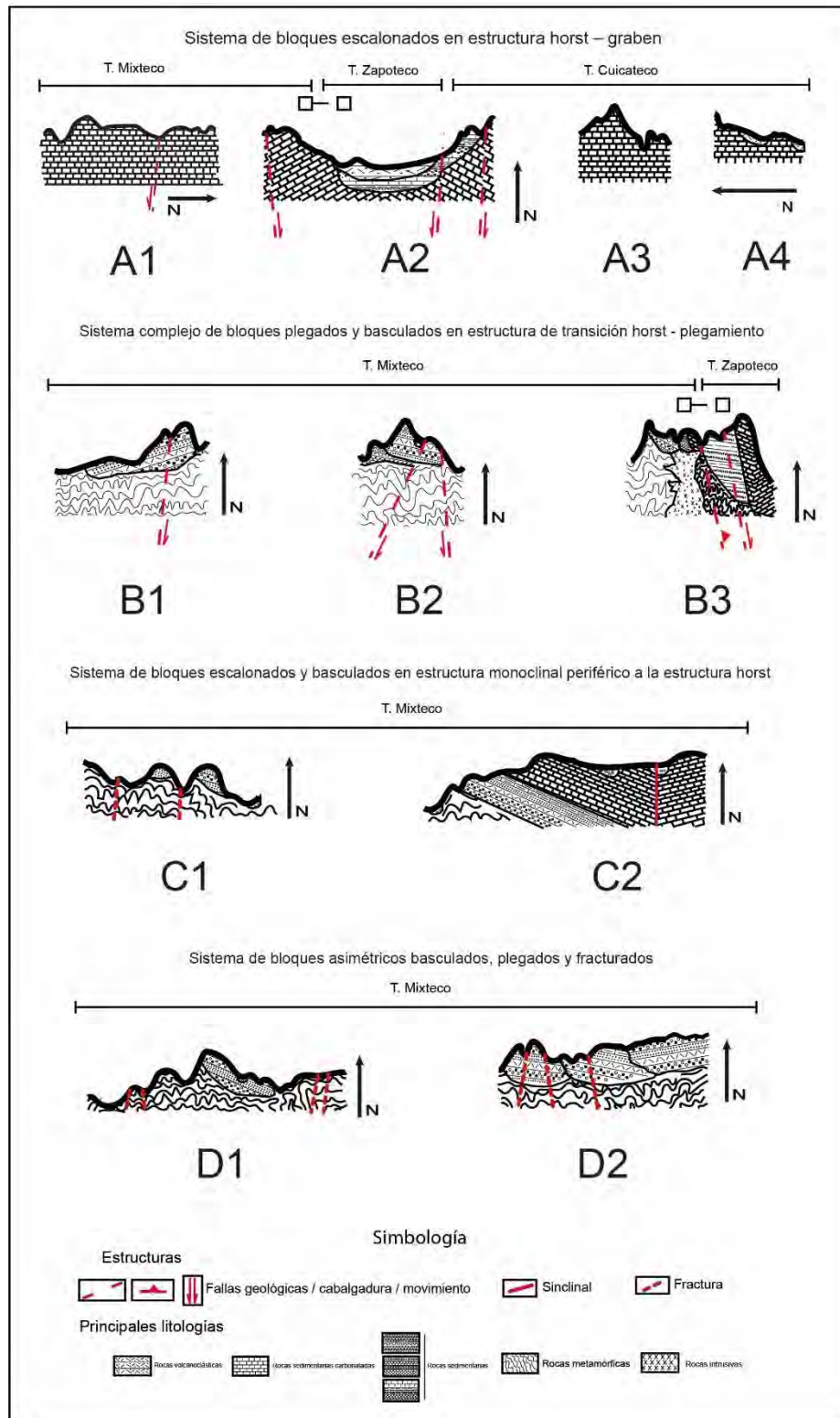


Figura 4.17 Principales morfoestructuras (modelado morfoestructural interno, o grado de reelaboración/remodelación morfoestructural).

En la misma figura se puede observar la morfología característica sobre este tipo de litologías, de laderas y pendientes suavizadas, y que muestran cambios de pendiente abruptos por la presencia de estructuras geológicas significativas por su tamaño y actividad, como fracturas donde es eficiente la erosión y el fallamiento que provoca el movimiento de los bloques; otra característica de este relieve es desarrollo de valles intermontanos amplios en forma “u”, un ejemplo de ellos es el Valle de Zapotitlán y Nopala en el interior de la Sierra de Zapotitlán, el valle de Chapulco entre las Sierras Soltepec y Zongolica, que tiene un comportamiento y morfología parecido a un semigraben; y el propio valle de Tehuacán.

El grupo B de la figura 4.16 y 4.17, se observa un complejo conjunto de rocas que van desde las del tipo metamórfico de edades Precámbricas – Paleozoicas, hasta rocas sedimentarias de origen marino y terrígeno que van desde el Paleozoico al Cenozoico. Este sector se caracteriza por la actividad de la falla Caltepec – Tamazulapan, morfológicamente se desarrolló en las diversas etapas de la falla sobre una zona de sutura y cabalgamiento, y que actualmente se comporta como una falla normal; es además complejo tanto por el conjunto de litologías que se sobreponen unas a las otras y de manera casi caótica (de acuerdo al principio de superposición y horizontalidad), también las morfoestructuras son escalonadas de W-E y que, tienen un comportamiento parecido al de un graben, con bloques de movimiento positivos intercalados por bloques de movimiento negativo, y que son cortados abruptamente por la presencia del graben de Tehuacán, también los bloques han sido interpretados con un movimiento lateral a la izquierda, dando la apariencia de plegamiento y rotación.

Como se ha mencionado se ha desarrollado sobre este sector, una red de drenaje de carácter dentrítica, donde en algunas partes de las corrientes presentan cambios de dirección de casi 90° gracias a la presencia del fallamiento del sistema de fallas antes mencionado. Al N, este sector tiene una transición representada por el valle de Zapotitlán, donde el río Zapotitlán tiene apariencia similar al Río Hondo en la Mixteca, ambos afluentes del Papaloapan. A diferencia del sector anterior el desarrollo de las laderas va de pendientes suaves a las abruptas, donde la energía del relieve y la profundidad de disección están correlacionadas, además de la localización de cimas con máximas alturas. Regresando a las figuras antes mencionadas, este tipo de geoformas están relacionadas al carácter litomorfoestructural del tipo estructuro - denudativo, representado por los bloques cercanos al graben y al horst de Zapotitlán (bloques septentrionales), y por el denudativo erosivo en segundo plano y en bloques aislados al centro de la morfoestructura de carácter

erosivo – tectónico, esto reafirma la diversidad del modelado interno relacionado a las litologías y estructuras presentes, donde la actividad tectónica es un catalizador eficiente del poder erosivo de las corrientes, a los movimientos relacionados a los sismos y procesos gravitacionales.

Por ultimo el grupo C y D, de las figura antes mencionadas, están caracterizados por un monoclin al disecado, con un eje mayor dirección NE-SW, y por una serie de valles y montañas alineados e intercalados entre sí con direcciones casi francas N-S, formados sobre rocas metamórficas del Paleozoico y rocas Cenozoicas sedimentarias y volcanoclásticas, su historia geológica también se relaciona al cierre, deformación, metamorfismo y exhumación de una cuenca marginal a *Oaxaquia* y su posterior clausura, que se representa principalmente por proceso orogénicos de temporalidad Laramidico, relacionado al terreno Mixteco y Náhuatl (Sedlock *et al.*, 1993).

Se caracterizan por presentar en sus bloques morfoestructurales un tipo de relieve erosivo – tectónico y denudativo – erosivo, donde los procesos endógenos se manifiesta de menor intensidad con respecto a las morfoestructuras correspondientes al *horst* – graben y *horst* – plegamiento, estos tipos litomorfoestructurales se relacionan a la litología metamórfica que ocupa gran parte de este sector, esta rocas se encuentran fuertemente plegadas y fracturas por lo que el desarrollo de corrientes fluviales fue efectivo. Por otro lado hay que considerar que forma parte de la cuenca del Atoyac, y a su vez de la cuenca del Río Balsas; si bien, es un área que presenta los valores mínimos de energía del relieve y profundidad de erosión en el área de estudio, a una escala menor, tomando en cuenta la estructura a la que forma parte (río Balsas), cuenta con requerimientos considerables para presentar el nivel de erosión que se puede apreciar en estos sectores.

Las geoformas que sobresalen por su magnitud son las mesas o monoclinales, donde su parte exterior se encuentra altamente disecada y erosionada (C1), mientras que a su interior, en las parte que limitan con el *horst* de Zapotitlán y el *horst* – plegamiento de la Mixteca corresponde a laderas suavizadas y planicies extensas con transiciones muy suaves a las montañas, relacionadas a relieve estructuro – denudativo y a rocas sedimentarias carbonatadas de edad Mesozoica (C2), contrario a lo que ocurren en su parte exterior donde las litologías corresponden a las rocas sedimentarias y volcanoclásticas del Cenozoico. Estructuralmente se dividen en dos partes las superiores e inferiores, donde las segundas corresponden al tipo denudativo – erosivo.

Otras formas del relieve presentes en este sector son los valles en forma “v” entre los barrancos profundos desarrollados en las mesas disecadas, como también en las

lomeríos grandes y medios, estos conforman patrones dentríticos, a subparalelos dentríticos controlados fuertemente por fracturas y fallamiento normal (D1 y D2).

El modelado morfoestructural interno, en las diversas morfoestructuras responden en primera instancia a la naturaleza pasiva de la roca, que es modificada por la presencia de estructuras geológicas reactivadas durante la etapa Neotectónica, y que esta es a su vez diferencial por el levantamiento cortical vertical. De esta manera se intensifican los procesos exógenos donde los bloques alcanzan las máximas alturas y los patrones de drenaje tienen una disección mayor, y que contrastan con su densidad de corrientes menor; contrario de lo que ocurre en las estructuras de posición topográfica inferior y con menor intensidad de actividad tectónica donde la erosión sobresale por cubrir superficies altamente fracturadas, promoviendo el desarrollo de una red de drenaje efectiva para el desmantelamiento casi por completo las antiguas geoformas y removiendo importantes capas de rocas.

CONCLUSIONES

En el área de estudio, la transición entre dos provincias fisiográficas, la SMS y el ENT en los límites de Puebla y Oaxaca; presenta un conjunto complejo de bloques morfoestructurales debido a la variedad litológica que se conjuga con la disposición y el papel de las estructuras geológicas expresándose en el relieve y su modelado de manera diferencial, en un contexto geotectónico regional.

1. Con base en la clasificación tipológica morfoestructural -de Hernández *et al.* 2009-, se explica la dinámica entre los bloques morfoestructurales tanto por su comportamiento a la respuesta de la tectónica regional, reflejado por un lado en levantamientos o descensos de los bloques, basculamientos, en los niveles de fracturamiento y deformación, así como en la expresión en el relieve de la densidad y patrones de drenaje dentríticos y dentríticos-subparaleos.

2. Se definieron tres clasificaciones con las cuales se identificó el carácter litomorfoestructural, relacionados con el basamento general por terrenos tectonostratigráficos y las distintas fallas y fracturas recientes:

En el modelado estructuro-denudativo con blindaje litológico, se caracteriza por secuencias de paquetes de rocas carbonatadas Mesozoicas que expresan un modelado de montañas de laderas suaves, con densidad baja de corrientes y patrones dentríticos paralelos y subparalelos perpendiculares al eje mayor de las morfoestructuras, representadas por los sistemas *horst* y la transición sistema monoclinial del área de estudio, es decir, en las sierras de Zapotitlán, Tecamachalco, Zongolica y Soltepec;

En cuanto al modelado tectónico-erosivo, el relieve se caracteriza por ser de lomeríos altos y medios, con laderas rectas y valles en forma de “v”, presentando densidad mayor de drenaje con respecto al estructuro-denudativo, desarrollando patrones dentríticos en rocas metamórficas del Paleozoico y volcano-sedimentarias Cenozoicas, que están fuertemente fracturadas y que controlan el emplazamiento, la dirección y profundidad de las corrientes, representado por los bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados en las sierras y valles de Acatlán, Chiautla y Matamoros;

El tercer tipo de modelado, el denudativo-erosivo representado por la morfoestructura *horst*-plegamiento, se caracteriza por ser transiciones entre laderas denudadas a erosionadas, con drenaje dentrítico y con alta densidad de corrientes pero variable por la alta diversidad de complejos rocosos en el que se desarrollan; las montañas

presentan laderas con paredes abruptas a suavizadas y hasta tendidas, con barrancos de profundidad considerable formando valles “v” hasta transición de apariencia en forma de “u”, dependiendo de la roca aflorante y la presencia de sistemas de fallas o fracturas.

3. Con la categorización geomorfológica en diferentes pisos altitudinales se complementó la interpretación de los movimientos verticales interbloques para definir el mapa morfotectónico, expresado por medio de las cimas y sus conjuntos en morfoisohipsas.

4. El basculamiento regional y el escalonamiento de los bloques es de NE-SW, indican el levantamiento de la SMS y el ENT; que se expresan en términos de energía del relieve, y por tanto en el desarrollo y densidad de corrientes y dirección de los flujos, y la conformación de dos sistemas de cuencas (Balsas y Papaloapan) siendo el sistema horst de Zapotitlán y la Mixteca la divisoria de agua en la región.

5. La orientación general de morfoalineamientos es de NE-SW y NW-SE que se correlacionan con su mayor expresión en los sistemas del *horst*-graben y *horst*-plegamiento, donde hay una mayor densidad de estos, expresando los valores más altos de energía de relieve, y por lo tanto de profundización y densidad de corrientes.

Lo anterior refleja por un lado el trabajo erosivo en barrancos profundos y en forma “v” para el caso de la Mixteca, mientras que barrancos menos profundos y con menor densidad, alineados y perpendiculares, en laderas suavizadas en los *horst*, debido a su carácter litomorfoestructural; sin embargo, con valores altos de energía del relieve, y que para ambos casos indican ser las morfoestructuras con actividad tectónica más intensa debido a la presencia de los sistemas de fallas Oaxaca y Caltepec.

6. La visualización de los bloques morfoestructurales en modelos bi y tridimensionales sirvió de apoyo para comprensión del plano morfotectónico, su comportamiento morfoestructural entre bloques de orden III y IV, y estilos geotectónicos y correlacionarlos con la información morfográfica, los perfiles geomorfológicos con información de energía del relieve y tendencias de orientaciones morfoalineamientos.

7. Tanto las características del área en estudio como las técnicas aplicadas y depuradas dan la oportunidad de aproximarse, a las aplicaciones con temáticas de planeación y prevención de desastres, por mencionar unos ejemplos.

8. La identificación y clasificación tipológica aplicada en el estudio aquí reportado y propuesto por Hernández *et al.* 2009, ampliaron el interés por el área en estudio y los alcances en otras temáticas como la geomorfología fluvial o de los procesos exógenos.

9. Parte de las evidencias geomorfológicas de la actividad morfotectónica y estructural está expresada en escarpes de falla, sobre saliendo los de los sistemas de fallas

Oaxaca y Caltepec –Tamazulapan, aunque también al interior de morfoestructuras como el *horst* de la sierra Zapotitlán, como la falla Oticatajo; por otro lado el patrón de drenaje, la densidad del mismo, y la profundidad de erosión, junto con la energía del relieve, expresan la intensa actividad tectónica en la región.

10. Las evidencias geomorfológicas, como patrones de drenaje, densidad de corrientes, profundidad de erosión, energía del relieve, densidad y patrones de orientación de morfoalineamientos así como de los morfoestructurales y su modelado interno son evidencias de la influencia que ejercen las estructuras geológicas para arquitectura del relieve.

11. Por último es significativo promover el conocimiento del territorio nacional a escala media de diferentes regiones del país, en este sentido comprender la dinámica que presenta las zonas de transición entre provincias fisiográficas, debido a su complejidad que no solo es litológica, sino morfológica o geotectónica.

BIBLIOGRAFÍA

1. Aguilera Herrera, Nicolás (1989), *Tratado de Edafología en México*, Tomo I, Facultad de Ciencias, UNAM, México.
2. Ahnert, Frank O. (1998), *Introduction to geomorphology*, London UK, Arnold.
3. Alaniz-Álvarez, S.A. y A.F. Nieto-Samaniego (1997), *Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento; aplicación a la falla de Oaxaca*, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, pp. 26-37.
4. Alvarado Ortega, J., Garibay Romero, L. M., Blanco Piñón, A., González Barba, G., Vega, F. J. y E. Centeno García (2006) *Los peces fósiles de la Formación Mexcala (Cretácico Superior) en el estado de Guerrero, México*, Revista Brasileña Paleontológica, vol.9, núm. 3, p. 261-272.
5. Arellano Reyes, Marcelino A. (2001) *Delimitación de unidades ambientales por medio de una regionalización geomorfológica del mesobloque El Encantado, Oaxaca*, Tesis de licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
6. Arellano Gil, J., R. Llata Romero, M. A. Carreón Méndez, W. V. Morales Barrera y J. C. Villarreal Morán (2002), *Ejercicios de Geología*, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 166p.
7. Ben-Avraham, Zvi y Amos Nur (1982) *Oceanic Plates, the Fragmentation of Continents, and Mountain building*, Journal of Geophysical research, vol. 87., pp. 3644-3661.
8. Beraldi Campesi, H. B. (2003) *Estratigrafía, sedimentología y paleontología de una porción de la Formación Pie de Vaca, Tepexi de Rodríguez, Puebla*, Tesis de maestría, posgrado del Instituto de Geología UNAM, México.
9. Burbank, Douglas W. y Anderson Robert S. (2012) *Tectonic Geomorphology*, 2nd edition, Wiley-Blackwell.
10. Calderón García, A., (1956), *Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, en Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libreto-guía, Excursión, A-11: 9-27.*
11. Campa, María Fernanda y Peter J. Coney (1983) *Tectono-Stratigraphic terranes and minerals resources distributions in Mexico*, Earth Science, vol.20, p. 1040 – 1051.
12. Campos Madrigal, E., Centeno García, E., Mendoza Rosales, C. C., y G. Silva Romo (2013) *Sedimentología, reconstrucción Paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla –*

- Huejuapan de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazuchil*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.30, núm. 1, p. 24-50.
13. Carrasco Núñez, G. y W.I. Rose (1995) *Eruption of a Major Holocene pyroclastic flow at Citlatépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 69. P. 197-215.
 14. Carrasco Núñez, Gerardo (1997) *Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlatépetl volcano, Mexico*, Geology Magazine, vol.2, pp. 151-162.
 15. Carranza, C. (2001), *Palinoestratigrafía del Grupo Balsas, implicaciones paleoambientales, climáticas y cronoestratigráficas (Municipios de Zacapala y Coatzingo, Estado de Puebla)*, Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, México.
 16. Castillo Rodríguez, M. E. (2006), *Delimitación de unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogenéticas*, Tesis de maestría, Instituto de Geografía, UNAM, México, D.F.
 17. Castrejón-Márquez, Jonathan (2013) *Análisis estructuro-geomorfológico de las montañas de Atenango del Río Huachinantla, México*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, D.F.
 18. Centeno García, Elena, (1988), *Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico*, Tesis de maestría, Facultad de Ciencias, UNAM, México, D.F.
 19. Centeno García, E., Mendoza Rosales y G. Silva Romo (2009), *Sedimentología de la Formación Matzitzi (Paleozoico Superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla – San Luis Atlotitlán, Estado de Puebla*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.26, núm. 1, p. 18-36.
 20. Charlton, Ro (2008) *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*, Routledge, London and New York
 21. Christopherson, R. W. (2012), *Geosystems*, Eight edition, New Jersey, EUA, Prentice Hall-Pearson.
 22. Collado Latorre, J. Carlos y J. M Navarro Jover (2013) *ArcGis 10, Prácticas paso a paso*, Universitat Politècnica de València.
 23. CONABIO (2011), *La Biodiversidad en Puebla: Estudio de Estado*, Gobierno del estado de Puebla, BUAP, Puebla, México.
 24. CONANP, (2013), *Programa de Manejo de la Reserva de la Biosfera Tehuacán-Cuicatlán*, SEMARNAT, México, D.F.

25. Coney, Peter, D. Jones, y J. Monger (1980) *Cordilleran suspect terranes*, Nature, McMillan Journals, vol. 288, p.229-233.
26. Corona Esquivel, Rodolfo J. J. (1981), *Estratigrafía de la Región de Olinala-Tecocoyunca, Noreste del Estado de Guerrero*, Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, vol. 5, núm. 1, p. 17-24.
27. Dávalos Álvarez Oscar, G. (2006) *Evolución Tectónica Cenozoica en la porción norte de la Falla de Oaxac*", Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro, UNAM.
28. Dávalos Álvarez, O. G., A. F. Nieto Samaniego, S. A. Alaniz Álvarez, E. Martínez Hernández y E. Ramírez Arriaga (2007), *Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 24, núm. 2, pp. 197-215.
29. Delcaillau, Bernard (2004), *Reliefs et Tectonique récente*, Paris, Vuibert.
30. Demant, A., R. Mauvois y L. Silva (1976), *El Eje Neovolcánico*, III Congreso Latinoamericano de Geología Excursión número 4, Instituto de Geología, UNAM.
31. Demant, Alain (1978), *Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación*, Revista del Instituto de Geología, vol. 2, núm. 2, p.172-187.
32. Demek, J. y C. Embleton (1978), *Guide to medium-scale Geomorphological mapping* IGU Comision on Geomorphological Survey and Mapping, Stuttgart.
33. Dickinson, R. William y Timothy F. Lawton (2001) *Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico*, Geological Society of America, GSA Bulletin, pp.1142-1160.
34. Dufaure, Jean –Jaques (2007), *L'analyse des forms structurales revisitée. Relations entre erosion différentielle, aplanissements et tectonique continentale*, Géomorphologie: relief, processus, environnement, no.2, pp. 159-176.
35. Dumont, J. F. y Arana, J. (1987), *Estudio estructural del Piedemonte de la Cordillera Oriental de los Andes, Región de San Ramón, Perú*, Revista Geológica de Chile, 31, p.15-20.
36. Dumont, J. F. (1989a), *Morphostructural units of the Peruvian Amazonia as related to Subandean tectonics and fluvial dynamics*, Proceeding of the 28th International Geological Congress, vol. 1, p.431-424. Washington.
37. Dumont, J.-F. (1989b) *Neotectónica y dinámica fluvial de la baja Amazonia Peruana*, *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol.80, p.51-64.

38. Dumont, J.-F. (1992a), *Rasgos morfoestructurales de la Llanura Amazónica del Perú: efecto de la Neotectónica sobre los cambios fluviales y la delimitación de las provincias morfológicas*, Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines, vol.3, p. 801-833.
39. Dumont, J.-F. (1992b), *Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru*, Journal of South American Earth Sciences, vol.4, p. 373-381.
40. Durán Calderón Iisel, O. Escolero Fuentes, E. Muñoz Salinas, M. Castillo Rodríguez y G. Silva Romo (2014) *Cartografía geomorfológica a escala 150000 del parque Nacional de Lagunas de Montebello, Chiapas*, Boletín de la Sociedad Geológica de México, vol. 66, núm. 2, pp. 263-277.
41. Durán Torres, Juan Mario (2007) *Análisis hidrogeoquímico de las aguas del Valle de Tehuacán, Puebla*, Tesis de Maestría en Ciencias en Geología, en la opción de Riesgos Geológicos. Posgrado e Investigación, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN, Unidad Ticoman.
42. English, Joseph M. y Stephen T. Johnston (2004) *The Laramide Orogeny: What were the driving forces?*, International Geology Review, vol. 46, p.833-838.
43. Flores Villela, O. y P. Gerez (1994), *Biodiversidad y conservación en México: Vertebrados, vegetación y uso de suelo*, UAM, Facultad de Ciencias.
44. Ferrusquia Villafranca I. (1976) *“Estudio geológico-paleontológicos en la región mixteca, pt. 1; Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca alta, estado de Oaxaca, México”*, Boletín del Instituto de Geología, 97, p.160.
45. Figueroa Catalán A. y G.A. Gómez Martínez (2010) *Estratigrafía, Petrografía, y procedencia de la Formación Zicapa (Cretácico Temprano) en la región de Zicapa y San Juan de Las Joyas, Guerrero, México: Taxco, Guerrero, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura,*
46. Fitz Díaz, E. M.F. Campa Uranga y M. López Martínez (2002) *Fechamientos de las lavas andesíticas de la Formación Zicapa, en el límite oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos*, en III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra (Resumen): GEOS, 22 (2), pp. 178-179.
47. Fries, Carl. Jr. (1960) *“Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región central meridional de México”*, Boletín del Instituto de Geología, 60, 236, p.4.

48. Frausto Martínez, Oscar (1995), *Análisis morfotectónico del sector oriental del curso bajo del río Balsas, Michoacán*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, D.F.
49. Frausto Martínez, Oscar (2002), *Análisis geomorfológico enfocado a los procesos de ladera en la Sierra de Guadalupe, México*, Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, D.F.
50. Fuentes Aguilar, Luis (1972), *Regiones Naturales del Estado de Puebla*, Instituto de Geografía, UNAM, D.F.
51. García, Enriqueta (2004) *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*, 5ta edición, Instituto de Geografía, UNAM, México.
52. García Mendoza, A., P. Tenorio Lezama y J. Reyes Santiago (1994), *El endemismo de la flora fanerogámica de la Mixteca Alta, Oaxaca-Puebla, México*, Acta Botánica Mexicana, núm. 27, 53-73.
53. García-Mendoza, A., M. de J. Ordóñez y M. Briones-Salas, (2004), *Biodiversidad de Oaxaca*, Instituto de Biología, UNAM, México D.F.
54. García Oliva, I. (1991), *Influencia de la dinámica del paisaje en la distribución de las comunidades vegetales en la cuenca del Río Zapotitlán, Puebla*, Investigaciones Geográficas, Instituto de Geografía, núm.23, 53-70.
55. García Palomo A., J. J. Zamorano, C. López Miguel, A. Galván García, V. Carlos Valerio, R. Ortega y J. L. Macías (2008), *El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas v. 25, núm. 1, p. 158-178.
56. Godínez Urbe, Antonio (2006) *Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México*, Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra (Tectónica y Geología Estructural), Posgrado de Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Querétaro, México.
57. Goudi, A., A. Malcolm, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley y P. Worsley (1990), *Geomorphological Techniques*, 2nd edition, British geomorphology research group, Oxford.
58. Guerra Peña, Felipe (1980) *Fotogeología*, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de México, México, D.F.
59. Gutiérrez Elorza, Mateo (Ed).(2008), *Geomorfología*, Pearson Educación S.A., Madrid

60. Gutiérrez Herrera L., M. J. Cuervo Morales y E. O. Ortiz Mendoza (2003), *Regiones Naturales y de planeación para el estado de Puebla*, Análisis Económico, vol. XVIII, Núm. 37, pp.257-296. UAM, México
61. Guzmán, E. J. (1950) *Revisión del noreste de Guerrero*, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 2, núm. 2, pp. 95-156.
62. Haro Estrop, J. (1985) *Estudio sedimentológico de la porción oriental de la formación Tepoztlán, Morelos*, Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
63. Hernández Santana J. R., M. A. Ortiz Pérez, A. R. Magaz García, J. L. Díaz Díaz y J. J. Zamorano (1994), *Estilos Geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques: una nueva categoría Neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas*, Investigaciones Geografías, Boletín 7, núm. 28, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 9-32.
64. Hernández Santana, J. R., Antonio R. Magaz García, M. A. Ortiz Pérez y J. J. Zamorano Orozco (1995), *Clasificación morfoestructural tipológica y morfotectónica regional del relieve oriental cubano*, Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, núm. especial 3, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 13-35.
65. Hernández Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez y J. J. Zamorano Orozco (1996), *Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México*, Investigaciones Geografías, núm. 31, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 45-67.
66. Hernández Santana J. R. y M. A. Ortiz Pérez (2005), *Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio-inferior), estado de Guerrero, México*, Investigaciones Geografías, núm. 56, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 7-25.
67. Hernández Santana J. R., J. Lugo Hubp y M.A. Ortiz Pérez (2007) *Morfoestructuras regionales, a escala 1:8 000 000*, Nuevo Atlas de México, Instituto de Geografía, UNAM, México, NA-III-1, 3 hojas.
68. Hernández Santana J. R., M. Bollo Manent, A. P. Méndez Linares y J. M. Figueroa Mah Eng (2009a), *Paisaje físico-geográficos del noroeste del estado de Chiapas, México*, Investigaciones Geografías, núm. 66, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 7-24.
69. Hernández Santana J. R., M.A. Ortiz Pérez y M. Figueroa Mah Eng (2009b), *Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación*

- tipológica del relieve*, Investigaciones Geográficas, núm. 68, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 7-24.
70. Hernández Santana J. R., M. Bollo Manent, A. P. Méndez Linares y M. Figueroa Mah Eng (2009c), *Formación y morfogénesis del relieve del extremo noroccidental del estado de Chiapas, México*, Investigaciones Geográficas, núm. 68, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 25-40.
 71. Hernández Santana J.R., M. Bollo Manent y A. P. Méndez Linares (2012), *Análisis morfoestructural del relieve noroccidental del estado de Chiapas, México*, Revista Geográfica Venezolana, núm. 53, IG, UNAM, México, pp. 57-74.
 72. Hugget, Richard J. (2011), *Fundamentals of Geomorphology*, 3rd edition, Routledge, Manchester, UK.
 73. IGAC (2013), *Descripción y corrección de productos Landsat 8 LDCM (Landsat Data Continuity, Mission)*, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá, Colombia.
 74. INEGI (2000), *Síntesis Geográfica del Estado de Puebla*, INEGI, Aguascalientes, Ags.
 75. INEGI (2004), *Síntesis de Información Geográfica del Estado de Oaxaca*, INEGI, Aguascalientes, Ags.
 76. INEGI (2011a), *Censo de Población y Vivienda 2010, Principales resultados del Censo de Población y Vivienda 2010 - Puebla*, INEGI México, D.F.
 77. INEGI (2011b), *Censo de Población y Vivienda 2010, Principales resultados del Censo de Población y Vivienda 2010 - Oaxaca*, INEGI México, D.F.
 78. ITC (2001) *Ilwis 3.0 Academic, User's Guide*, Unit geosoftware development, IT Department International Institute for Aerospace Survey and Earth Science, Enschede, The Netherlands.
 79. IUGS (2015) “*Tabla cronoestratigráfica internacional*”, Comisión Internacional de Estratigrafía (IUGS).
 80. IUSS Grupo de Trabajo WRB. (2007), *Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007*, Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.
 81. Keppie, Duncan, J. B. Murphy, E. Ortega-Gutierrez y W. G. Ernst (2008) *Middle American Terranes, Potential correlatives and Orogenic Processes*, CRC Press.
 82. Keppie, Duncan, J. B. Murphy, y Dante Morán-Zenteno (2008) *Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis block*, CRC Press.

83. Kostenko, Natalia P. (1975), *Aspectos teóricos del análisis Geomorfológico Estructural*, UAEM, Toluca, Edo. México.
84. Krasilnikov, P. V., N. E. García-Calderón, A. Ibáñez-Huerta, M. Bazán-Mateos y J. R. Hernández-Santana (2011), *Soilscales in the dynamic tropical environments: The case of Sierra Madre del Sur*, ELSEVIER, *Geomorphology* 135, P.262-270.
85. Lillesand, Thomas M., Ralph W. Kiefer y Jonathan W. Chipman (2004) *Remote sensing and Image Interpretation*, Wiley Fifth edition, USA
86. Longoria J. F. (1993) *La Terrenoestratigrafía: un ensayo de metodología para el análisis de terrenos con un ejemplo de México*, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros de México, v. XLII., p. 31-47.
87. López Ramos. (1979) *Geología de México*, tomo II, México, D.F.
88. López-Blanco, Jorge, Leopoldo Galicia Sarmiento y Felipe García Oliva (1996); *Aplicación de un SIG para la caracterización morfológica y la delimitación de unidades de ladera de una cuenca tropical estacional en Chamela, Jalisco*, Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, núm. especial 4. Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 39-61.
89. Löser, H., García Barrera, P., Mendoza Rosales, C. y J. Ortega Hernández (2013) *Corals from the Early Cretaceous (Barremian-early Albian) of Puebla (Mexico) - Introduction and Family Stylinidae*, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.30, núm. 2, p.385-403.
90. Lugo Hubp, José (1982), *La Geomorfología moderna y su importancia en los estudios del relieve mexicano*, *Revista* vol. 12, núm. 1, Instituto de Geología, UNAM, pp.7-18.
91. Lugo Hubp, José (1986), *Los Métodos Geomorfológicos*, *Revista de Geografía*, vol.1, núm. 1, Instituto de Geografía, UNAM, México, D.F.
92. Lugo Hubp, José (1988), *Elementos de Geomorfología Aplicada*, IG, UNAM, México.
93. Lugo Hubp, José, (1990), *El Relieve de la República Mexicana*, *Revista* vol. 9, núm. 1, Instituto de Geología, UNAM, pp.82-111.
94. Lugo Hubp J. y C. Córdova (1991), *Regionalización Geomorfológica de la República Mexicana*. Instituto de Geografía, UNAM. México, D.F.
95. Lugo Hubp, J., L. Capra y N. Dávila Hernández (2003), *Fenómenos de remoción en masa en el poblado de Zapotitlán de Méndez, Puebla: relación entre litología y tipo de movimiento*, *Revista mexicana de Ciencias Geológicas*, núm. 20, 95-106.

96. Lugo Hubp, J. (2011) Diccionario Geomorfológico, Instituto de Geografía, UNAM, México.
97. Macías, José Luis (2005) *Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. Conmemorativo, tomo LVII., núm. 3, pp.379-424.
98. Magaz García A. R., J. R Hernández Santana, J. L. Díaz Díaz y I. Hernández Guerrero (2006) *Formación y consolidación de las morfoestructuras septentrionales de la región central del archipiélago cubano y su geodinámica reciente*, Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, núm. 61, pp. 7-23.
99. Martín González, F., F. Carreño Conde y M.A. de Pablo 2007, *Aplicación de imágenes Landsat (TM y ETM+) en estudios geoestructurales en el NO del Macizo Ibérico*, Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe, Revista de Xeología Galega e do Hercínico Peninsular, vol. 32, pp. 47-62.
100. Martínez Hernández E. y E. Ramírez Arriaga (1999), *Palinoestratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, implicaciones cronoestratigráficas*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 16, num.2., pp. 187-207.
101. Martínez Hernández E. y E. Ramírez Arriaga (2006), *Tertiary palynofloristic correlations between Mexican Formations with emphasis in dating the Balsas group*, Studies on Mexican Paleontology, Springer, Netherlands, p 275-304.
102. Martínez Lima, H. y O. Mancera Alejándrez (2007) *Evaluación sedimentológica y microfísica de una sección de la Formación Orizaba del Cretácico en la Plataforma Córdoba*, Tesis para obtener grado de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM.
103. Mendoza Rosales Claudia Cristina (2010) *Estratigrafía y facies de las cuencas Cretácicas del sur de Puebla y su significado tectónico*, Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra, Posgrado de Ciencias de la Tierra, UNAM.
104. Mendoza Rosales, C. C., Silva Romo, G., Centeno García. E., Campos Madrigal, E., y M. Rodríguez Otero (2013) *La Formación Chivillas en Tehuacán, Puebla, México: definición, análisis de facies y procedencia*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol.65, núm. 2, p. 457-480.
105. Miranda, F. y E. Hernández (1963), *Los tipos de Vegetación de México y su clasificación*, Bol. Soc. Bot. México. 28: 29-179.

106. Montes Cruz, Pedro (2005) *Mapeo morfogenético y morfodinámico del área de Tepelmeme, Oaxaca*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
107. Montes Cruz Pedro (2009) *Inventario de erosión acelerada de suelos en la Mixteca Alta de Oaxaca*, Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
108. Morán Zenteno, Dante J. (1986) *Breve revisión sobre la evolución tectónica de México*, Geofísica Internacional, v. 25, p. 9 - 38.
109. Morán Zenteno, Dante J., L. A. Alba Aldave, R. G. Martínez Serrano, M. A. Reyes Salas, R. Corona Esquivel y S. Ángeles García (1998) *Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa región, southern Mexico*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15, núm. 2., pp. 167-180.
110. Morán Zenteno, Dante J., Alba Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., (2004) *A major caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 136, (97), 97-119.
111. Morán Zenteno, Dante J., Cerca Mariano y John Duncan Keppie (2005) *La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol.57, núm. 3, pp. 319-341.
112. Morán Zenteno, D. J., A. Monter Ramírez, E. Centeno García, L. A. Alba Aldave y J. Solé (2007) *Stratigraphy of the Balsas group in the Amacuzac área, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla. Taxco sector*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24, num.1, pp. 68-80.
113. Nieto-Samaniego, A. F., S.A. Alaniz-Álvarez, y F. Ortega Gutiérrez (1995), *Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 12, 1-8.
114. Nieto Samaniego A. F.; O. G., Dávalos-Álvarez; S. A. Alaniz.; E. Martínez y E. Ramírez (2007), *Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca*, Revista mexicana de ciencias geológicas vol. 24, México, D.F., pp. 197.215.
115. Ochoa Tejeda, Verónica (2001), *Geomorfología, clima y vegetación del valle de Tehuacán-Cuicatlán Puebla-Oaxaca México*, Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, México, D.F.

116. Ollier, Cliff (1981), *Tectonic and Landforms*, Longman, London.
117. Ortega Gutiérrez, Fernando (1978), *Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca*, Revista núm. 2, Instituto de Geología, UNAM, pp.112-131.
118. Ortega-Gutiérrez, Fernando (1981a) *La evolución tectónica premisisípica del sur de México*, Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v.5, p. 140-157.
119. Ortega-Gutiérrez, Fernando (1981b), *Metamorphic belts of southern Mexico and their significance*, Geofísica Internacional, v. 20, p. 177-202.
120. Ortiz Martínez, E. L., Velasco de León, M. P., Salgado Ugarte. I., y A. Silva Pineda (2013), *Clasificación del área foliar de las gimnospermas fósiles de la norte de Oaxaca, México*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.30, núm. 1, p. 150-158.
121. Paredes Flores, M., R. Lira Saade y P. D. Dávila Aranda (2007), *Acta Botánica Mexicana*, núm. 79, 13-61.
122. Pantoja Alor J., Malpica-Cruz, V. M., Galquera-Rosas, G. A. (1989) *Geología de los alrededores de la Cantera de Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Puebla (resumen)*, 3 simposio sobre Geología Regional de México, CU, 1988: México, D.F., Instituto de Geología, UNAM, MEMORIA, 61-69.
123. Pantoja Alor, Jerjes (1992) *Geología y paleoambiente de la Cantera Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Estado de Puebla*, Revista del Instituto de Geología, vol. 9, núm. 2, p. 156-169.
124. Pedraza, J (Ed.)(1996), *Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones*, Edit. Rueda, Madrid.
125. Peña Llopis, Juan (2006) *Sistemas de Información Geográfica aplicados a las gestión del territorio*, Revista de Geografía del Norte, no. 36, p. 97-101.
126. Peña Monné, J. L., M. V., Lozano Tena; M. Sánchez Fabre, J. Chueva Cía, A. Julián Andrés, F. Pellicer Corellano, J. Calvet Porta, J. Muñoz Jiménez, M. Herrero Matías, M. T. Echeverría Arnedo y C. Sancho Marcén (1997), *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*, Geoforma Ediciones, S.L., Logroño, España.
127. Puerta Tuesta, R., J. Rengifo Trigozo y N. Bravo Morales (2013) *Manual ArcGis 10 nivel intermedio*, Departamento de Ciencias de los Recursos Naturales Renovables, Universidad Nacional Agraria de la Selva, Tingo María, Perú.

128. Ramírez Arriaga, E., Prámparo, M. B., Martínez Hernández, E., Valiente Baunet, A., (2006) *Palynology of the Paleogene Cauyuca Formation (stratotype sections), southern Mexico: Chronostratigraphical and paleoecological implications*, Review of Paleobotany and Palynology", 141, 259-275.
129. Ramírez Herrera, María Teresa y Jaime Urrutia Fucugauchi (1999) *Morphotectonic zones along the coast of the Pacific continental margin, southern Mexico*, ELSEVIER, Geomorphology 28, p.237-250,
130. Ramírez Vargas, David (2009) *Análisis de facies de la Formación La Compañía, Caltepec, Estado de Puebla*, Tesis para obtener el grado de Ingeniero, Facultad de Ingeniería, UNAM.
131. Rosete F. y G. Bocco (1999) *Ordenamiento Territorial. Bases conceptuales y estrategias de aplicación en México*, Revista de Geografía Agrícola, 28, p. 21-39.
132. Rzedoswki, J. (2006), *Vegetación de México*, 1era edición digital, CONABIO, México.
133. Santamaría Díaz, A., S. A. Alaníz Álvarez y A. F. Nieto Samaniego (2008) *Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapan, sur de México*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 25, núm.3, p. 494-516.
134. Santamaría Díaz, Alfredo (2009) *Influencia de la falla de basamento no expuesta en la deformación Cenozoica: la falla de Caltepec en la región de Tamazulapan, en el sur de México*, Tesis doctoral, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla.
135. Schulze, C. H., J. D. Keppie, A. Ortega-Rivera, F. Ortega-Gutiérrez y J.K.W. Lee (2004) *Mid-Tertiary cooling ages in the Precambrian Oaxacan Complex of southern Mexico: indication of exhumation and inland arc magmatic*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.21, núm. 2, p. 203- 211.
136. Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y R. Speed, (1993) *Tectonostratigraphic Terranes of Tectonic Evolution of Mexico*, Special paper The Geological Society of America, USA.
137. Serrano Brañas C. I. y E. Centeno García (2014), *Paleoambiental interpretation using fossil record: San Juan Raya formation, Zapotitlan basin, Puebla, México*, Revista mexicana de Ciencias Geológicas, 31, 1-13.

138. Sierra Rojas, M. I. y Molina Garza, R. S. (2014) *La Formación Zicapa del sur de México: revisión estratigráfica, sedimentología y ambientes sedimentarios*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.31, núm. 2, p. 174-189.
139. Silva Romo, Gilberto (2010) *Origen tectónico y evolución de la Cuenca de Tehuizingo-Tepexi, Estado de Puebla*, Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Tierra, Posgrado UNAM.
140. Stern, J. Robert y William R. Dickinson (2010) *The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin*, Geological Society of America, Geosphere, p.739-754.
141. Summerfield, M. (1991), *Global geomorphology: An introduction to the study of landforms*, Longman Scientific & Technical, U.K.
142. Tapia Varela, Guadalupe y Jorge López-Blanco (2002) *Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México Unidades morfogenéticas a escala 1:100 000*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol.19, núm. 1, Sociedad Geológica Mexicana e Instituto de Geología de la UNAM, México, pp. 50-65.
143. Tricart, J. (1974), *Structural Geomorphology*, Longman, London.
144. van der Pluijm, Ben A. van y S. Marshak (2004), *Earth Structure*, 2nd edition W.W. Morton & Company, New York.
145. van Zuidam, R. A (1985/1986) *Aerial Photointerpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping*, The Hague, The Netherlands, Smits Publishers.
146. Yarza de la Torre, Esperanza (2003) *Los volcanes del Sistema Volcánico Transversal*, Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, no. 50, pp. 220-234.
147. Zamorano Orozco, J.J., M.A. Ortiz Pérez, M. T. Ramírez Herrera y J.R. Hernández Santana, (2000) *Meseta de Boniato y graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural*, Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, núm. 41, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 26-45.
148. Zomera Rodríguez (1998) *Orografía de la cadena cumbral del macrobloque Jalisco*, tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.

Referencias de fuentes electrónicas:

1. Ceballos, Ricardo (2010) Historiando la Mixteca. Obtenida el 20 de diciembre de 2017 de:
<http://ricky-ceballoshistoriandolamixteca.blogspot.mx/2010/07/fotos-de-cosoltepec.html>
2. Google Earth (2017) Fotografías de San Luis Atolotitlán, Caltepec, Puebla. Obtenido el 20 de noviembre de 2017.
3. Griem, Wolfgang (2015) Práctica Roseta de Diaclasas, Geología Estructural Virtual, Copiapó, Región de Atacama Chile. Obtenida el 20 de diciembre de 2016, de
<http://www.geovirtual2.cl/Geoestructural/1201-Rosa.pdf>
4. Rozeta (2016) Ayuda en Línea de Rozeta 2.0. Obtenida el 20 de diciembre de 2016, de
http://C:/Users/Desktop/Rozeta_en:help.html, liga del ejecutable a página web.
5. USGS (2014) Mapa de las Placas Tectónicas. Obtenida el 25 de noviembre de 2014, de
<https://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/slabs.html>

Archivos vectoriales consultados:

6. CONABIO, (2001) *Edafología*, 1:1 000 000, CONABIO, México. Obtenida el 25 de enero de 2015, de
<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
7. CONABIO, (2007) *Regiones Hidrológicas de México*, 1:250 000, CONABIO, México. Obtenida el 25 de enero de 2015, de <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
8. CONABIO, (2008) *División Política Estatal*, 1:250 000, CONABIO, México. Obtenida el 25 de enero de 2015, de <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
9. CONABIO, (2012) *División Política Municipal*, 1:250 000, CONABIO, México. Obtenida el 25 de enero de 2015, de <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
10. CONABIO, (2015) *Conjunto de datos vectoriales de uso de suelo y vegetación*, 1:250 000, CONABIO, México. Obtenida el 25 de enero de 2015, de <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
11. INEGI, (2001) *Provincias Fisiográficas*, 1:4 000 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/default.aspx>
12. INEGI, (2001) *Subprovincias Fisiográficas*, 1:1 000 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/default.aspx>
13. INEGI, (2005), *Carta Climática, Unidades Climáticas*, 1:1 000 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/default.aspx>
14. INEGI, (2014) *Carta Topográfica Molcaxac, E14B64*, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>
15. INEGI, (2014) *Carta Topográfica Santiago Miahuatlán, E14B65*, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>
16. INEGI, (2014) *Carta Topográfica Acultzingo, E14B66*, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>

17. INEGI, (2014) *Carta Topográfica San Juan Ixcaquixtla*, E14B74, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>
18. INEGI, (2014) *Carta Topográfica Tehuacán*, E14B75, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>
19. INEGI, (2014) *Carta Topográfica Zinacantepec*, E14B76, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>
20. INEGI, (2014) *Carta Topográfica Petlalcingo*, E14B84, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>
21. INEGI, (2014) *Carta Topográfica San Pedro Atzumba*, E14B85, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>
22. INEGI, (2014) *Carta Topográfica Teotitlán de Flores Magón*. E14B86, 1:50 000, INEGI, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>
23. SIATL (2008) *Cuencas de México*, 1:50 000, SIATL, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, http://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/siatl/#
24. SIATL (2014) *Cuencas de México*, 1:50 000 SIATL, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, http://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/siatl/#

Archivos raster consultados:

25. SGM, (1998) Carta Geológica – Minera Cuernavaca, E14-5, SGM, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.sgm.gob.mx/CartasPdf/GeologicasL.jsp>
26. SGM, (2001) Carta Geológica – Minera Orizaba, E14-6, SGM, México. Obtenida el 30 de enero de 2015, de <http://www.sgm.gob.mx/CartasPdf/GeologicasL.jsp>

Imagen satelital consultada:

27. USGS, (2014) LC0250472014056LGN00, Image courtesy of the U.S. Geological Survey, USGS, EEUU. Obtenida el 25 de febrero de 2014, de <https://earthexplorer.usgs.gov/>

ANEXOS

A.1 Geografía del área de estudio y mapas temáticos

A.1.1 Localización

El área de estudio (figura A1.1) se localiza en las coordenadas 18°45', 17°59' N, y 98°20', 97°40' W, cubriendo una superficie aproximada de 8, 600 km². Se emplaza desde la región central del estado Puebla hasta la porción norte de la región de la Mixteca Alta, al norte del estado de Oaxaca, ambos suman un total de 64 municipios, entre los cuales destacan Tehuacán, Santiago Miahuatlán, Tepanco de López y Tlacotepec de Benito Juárez, al conformar la Zona Metropolitana de Tehuacán; otros municipios sobresalientes por el número de población y el significado económico regional son: Ixcaquixtla, Tepexi de Rodríguez y Coatzingo conocidos por sus minas de minerales no metálicos, al sur destacan Tehuiztzingo y Acatlán de Osorio, todos del estado de Puebla; mientras que en Oaxaca destaca Santiago Chazumba al contar con el mayor número de población (INEGI, 2000; INEGI 2011a; 2011b).

La ciudad de Tehuacán se localiza en los municipios más poblados del estado de Puebla, aglutinando cerca de 39.1% de la población estatal junto con Puebla y San Martín Texmelucan, el 70.60% de la población en el estado es urbana mientras que el 29.4% corresponde a la rural (CONABIO, 2011).

Las actividades económicas que se destacan son: la agricultura de temporal y de riego, principalmente de maíz, frijol, cebada, trigo y papa; la ganadería bovina en menor cantidad con respecto a la caprina, ovina, porcina y aves, también la silvicultura forma parte de las actividades primarias, con la extracción de productos no maderables y recolección y mercantilización de materias primas, de biomas como la selva baja caducifolia y los matorrales xerófilos. En cuanto a las actividades secundarias, entre las cuales destacan la minería, se extraen productos no metálicos como calcita, yeso, mármol, perlita, talco, bentonita, perlita y feldespato. También la industria tiene gran desarrollo, entre sus ramas están la automotriz, autopartes, textil y se encuentran localizadas principalmente en el Valle de Tehuacán; mientras que las demás actividades se distribuyen ampliamente en Puebla y Oaxaca (CONABIO, *op.cit.*).

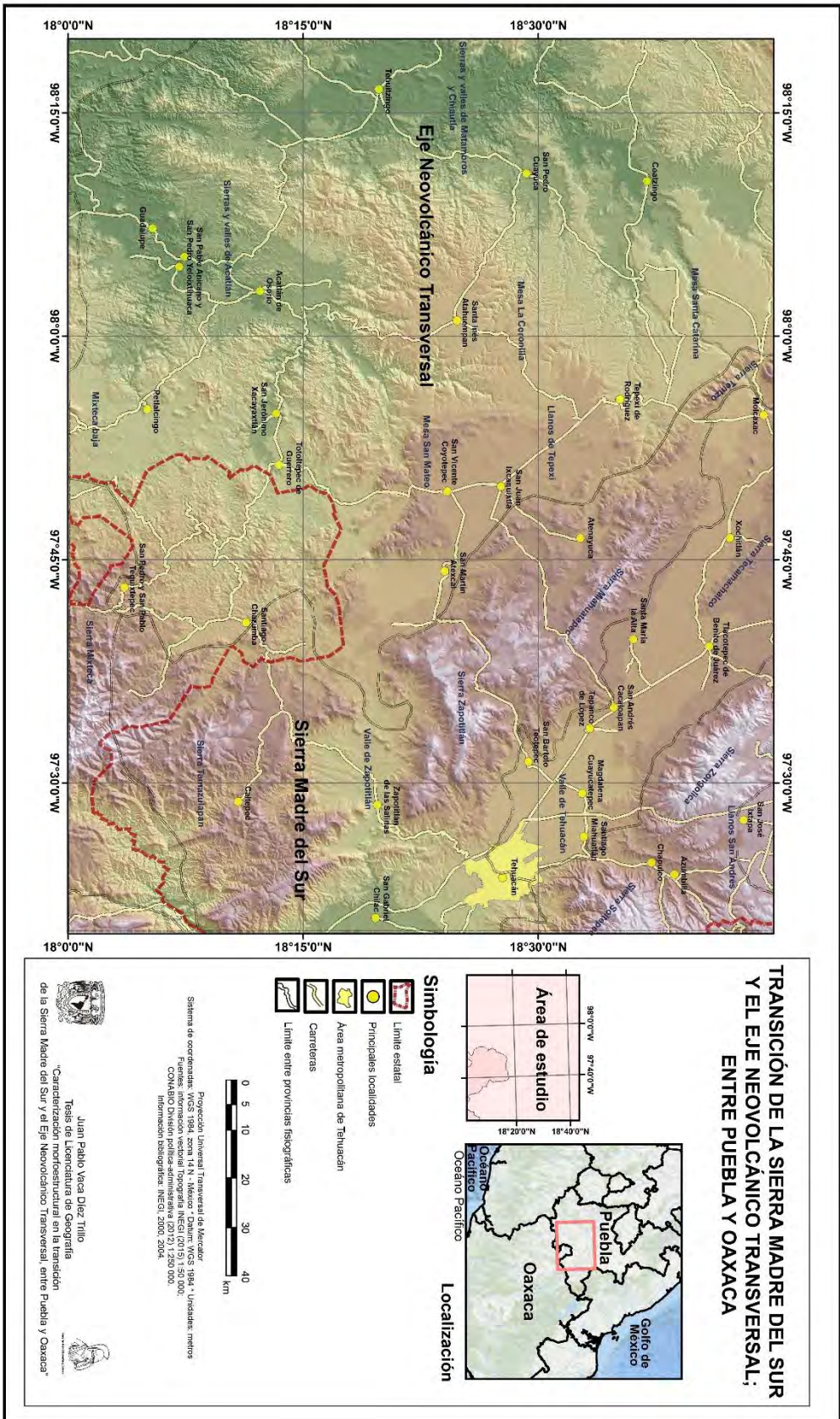


Figura A.1.1 Localización del área de estudio.

A.1.2 Fisiografía

La actividad de las placas tectónicas ha dado lugar al relieve mexicano actual, creando grandes sistemas montañosos, valles intermontanos, cuencas lacustres y planicies costeras. Para clasificar el relieve mexicano en grandes unidades, se utilizaron criterios geomorfológicos, dando como resultado a lo que se le conoce como Provincias Fisiográficas. Las Provincias Fisiográficas que comprenden el área de estudio corresponden al Eje Neovolcánico Transversal o Transmexicano (ENT) y la Sierra Madre del Sur (SMS). A su vez, se subdividen en unidades menores, con base en criterios geomorfológicos homogéneos (Lugo y Córdova, 1991). Las subprovincias fisiográficas (figura A1.2) correspondientes a cada provincia en el área de estudio son:

- *Eje Neovolcánico*: Lagos y Volcanes de Anáhuac y Sierra del sur de Puebla*.
- *Sierra Madre del Sur*: Cordillera Costera del Sur, Mixteca Alta, Sierras Centrales de Oaxaca y Sierras Orientales de Oaxaca.

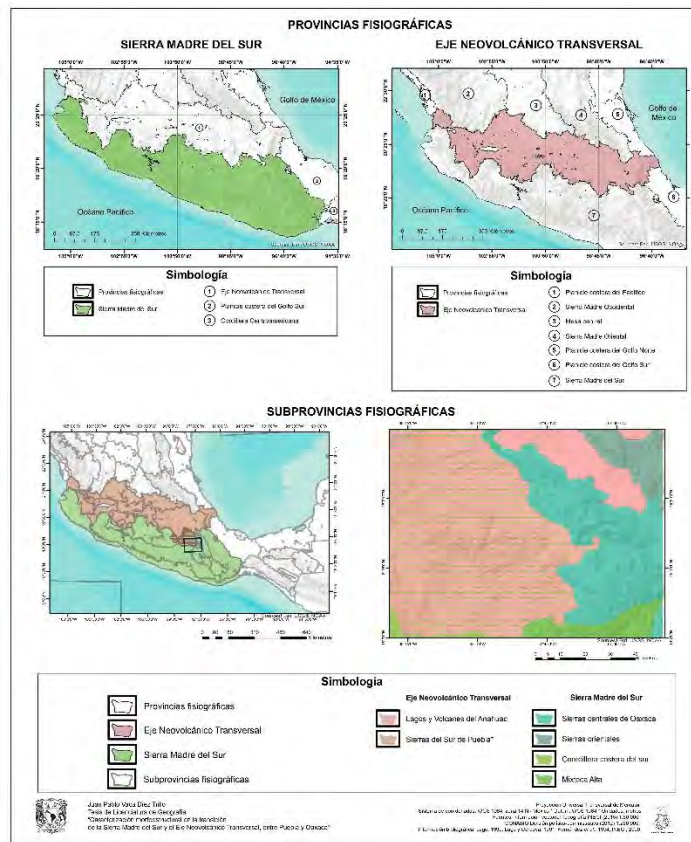


Figura A1.2 Provincias y subprovincias fisiográficas del área de estudio.

A.1.2.1 Eje Neovolcánico Transversal (ENT)

El Eje Neovolcánico Transversal o Transmexicano es una zona volcánica en la parte central de México, producto de la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana, mecanismo por el cual se originan los magmas andesíticos del mismo (Demant, 1978). Se localiza entre los paralelos 19° y 20° N; extendiéndose hacia el N y S, teniendo 900 km de longitud, y entre 10 y 300 km de ancho aproximadamente (INEGI, 2000).

Su origen, entre las teorías actuales más aceptadas, es la subducción con diversos ángulos de la placa de Cocos por debajo del continente Norteamericano, lo que explicaría la no coincidencia entre la orientación de la Trinchera Mesoamericana y el Sistema Neovolcánico. Esta provincia se desarrolló durante el Cuaternario, en especial en el Pleistoceno Tardío - Holoceno, época en la cual la actividad endógena se manifiesta en grandes superficies con predominio sobre los procesos exógenos niveladores (Demant, 1978).

El ENT, como provincia, es un conjunto de planicies escalonadas, dispuestas desde las costas del Pacífico, en Nayarit y Jalisco hasta el Golfo de México, en Veracruz, atravesando los estados de Colima, Michoacán, Guerrero, Estado de México, Morelos, Puebla, Tlaxcala, Querétaro, Guanajuato, Hidalgo y el Distrito Federal; éstas están desmembradas por volcanes de todos los tipos; y colinda al W con el Océano Pacífico, al N con las provincias Llanura Costera del Pacífico, Sierra Madre Occidental, Mesa del Centro, Sierra Madre Oriental y Llanura Costera del Golfo Norte; al S con la Sierra Madre del Sur y la Llanura Costera del Golfo Sur; y al este con el Golfo de México (Lugo y Córdova, 1991; INEGI, 2000).

El relieve actual se debe a la conjugación de tectónica de placas y la actividad volcánica producto de la misma, en su historia geológica se pueden reconocer dos ciclos volcánicos: uno durante el Oligo-Miocénico y otro en el Plio-Cuaternario, siendo las rocas más antiguas las andesitas, dacitas, riolitas e ignimbritas (Lugo y Córdova, 1991). En ocasiones, hay secuencias de lavas plegadas que afloran de la misma manera al N y S del ENT, las cuales constituyen el basamento de la zona volcánica central y que no pertenece a la secuencia del ENT. Por lo que se considera que el Eje Neovolcánico es únicamente Plio-Cuaternario, ya que su actividad volcánica se produjo durante los últimos 2 Ma. Por lo que el Oligo-Mioceno representa una prolongación meridional del sistema volcánico de la Sierra Madre Occidental (Demant, 1978).

En esta provincia geomorfológica se pueden encontrar dos tipos de manifestaciones del vulcanismo correspondiente a los Plio-Cuaternario; los Estratovolcanes compuestos por lavas de roca generalmente porfídica, de composición dacítica, en la cuales abundan los fenocristales de plagioclasas y de horblenda, y en menor cantidad y con ayuda de un microscopio se pueden observar ortopiroxena y/o clinopiroxena. Se caracterizan por tener dos fases: una inicial en la cual, se desarrollaron grandes flujos o derrames gruesos de lavas de dacitas con anfíboles, con frecuentes emisiones de nubes ardientes que generaban lahares y depósitos aluviales, esto se reflejaba en el crecimiento del edificio y en forma lateral. Posteriormente, en su fase final se registran erupciones violentas lo que provocaba un vaciado rápido de la cámara magmática y el posterior colapso de la parte superior del volcán. Los estratovolcanes se orientan en dirección N-S, que se alinean a fracturas que no son evidentes a simple vista (Demant, 1978).

Por otro lado, están los pequeños volcanes o volcanes monogenéticos, que son constituidos por eyecciones piroclásticas alrededor del conducto y derrames de lava de poca extensión, que están orientados generalmente en dirección NE-SW. En ocasiones estos volcanes pueden desarrollarse al pie de estratovolcanes, pero no parece tener relación con ellos. Los productos emitidos son basaltos, basaltos andesíticos y andesitas; el olivino es el mineral más frecuente y se encuentra en diversas asociaciones como olivino y plagioclasas, ortopiroxena y clinopiroxena. En el ENT se pueden encontrar productos riolíticos, los cuales son escasos y junto con la ausencia total de ignimbritas (Demant, *op.cit.*).

Otra característica reconocible es el conjunto sucesivo de sierras volcánicas, coladas de lava, conos cineríticos dispersos o en enjambre, amplios escudovolcanes de basalto, depósitos de arena y cenizas, lahares, lomeríos y cuencas lacustres formadas por la acumulación de lavas, brechas y cenizas volcánicas, a lo largo de innumerables y sucesivos episodios volcánicos, iniciados desde el Terciario Superior y continuados hasta el presente. La actividad volcánica ha dado lugar a la formación de cuencas endorreicas rodeadas de sierras como Pátzcuaro, Cuitzeo, Yuriria, Zirahuén, la antigua Ciénega de Lerma y los antiguos lagos de la cuenca de México: Chalco, Texcoco, Xochimilco y Zumpango (Yarza, 2003). Los principales aparatos volcánicos a lo largo del ENT son: San Juan, Sangangüey, Volcán de Tequila, La Primavera, Ceboruco, Volcán de Colima, Parícutín, Tancítaro, Zirate, Quinceo, Zapicho, Nevado de Toluca (Xinantécatl), Popocatépetl, Iztaccíhuatl, Telapón, Tlálloc, el Papayo, Ajusco, Matlacueye (La Malinche),

Atlítzin, Cerro de las Derrumbadas, Cofre de Perote (Nauhcampatépetl) y Pico de Orizaba (Citlaltépetl) (INEGI, 2000; Lugo, 1990; Yarza, 2003).

Una característica del ENT, es su juventud y actividad de los procesos erosivos que son dominados por una mayor intensidad de los endógenos, sobre todo el vulcanismo (Lugo y Córdova, 1991).

Al oriente de esta provincia; donde se localiza el área de estudio en su porción sur, se emplaza la Sierra Nevada (Popocatépetl 5 500m, e Iztaccíhuatl 5 220m), Malinche (4 460m), Pico de Orizaba (5 700m), Cofre de Perote (4 280m) que delimitan a la cuenca de Oriental, que es una planicie lacustre, aluvial y volcánica rodeada de elevaciones tipo bloque, volcanes, domos volcánicos y elevaciones de rocas sedimentarias Cretácicas; además se caracteriza por la presencia de numerosos cráteres de explosión freático-magmática (xalapazcos y axalapazcos) (Lugo, 1990).

Esta región forma parte de la subprovincia fisiográfica de los Lagos y Volcanes de Anáhuac (INEGI, 2000); de acuerdo con Lugo y Córdova (1991) a esta subprovincia se le denomina como Cuenclas y estratovolcanes; por otra parte la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO) clasifica esta área como Lagos y Volcanes del Anáhuac y el Sur de Puebla, y se extiende de poniente a oriente, desde unos 35 km al oeste de la ciudad de Toluca, Edo. De México, hasta Quimixtlán, Puebla (CONABIO, 2011).

La subprovincia de los Lagos y Volcanes de Anáhuac consta de sierras volcánicas y grandes aparatos individuales con orientación N-S, que se alternan con amplías llanuras formadas, en su mayoría, por cuerpos lacustres; de W-E sucesivamente están las cuencas de Toluca, México, Puebla y Oriental. Limita al N con las subprovincias: Carso Huasteco de la Sierra Madre Oriental, y Chiconquiaco del ENT; se prolonga hacia el estado de Veracruz, al S colinda con las subprovincias Sierras Orientales, Sur de Puebla, Sierras y Valles Guerrerenses, y Llanuras Morelenses; todas estas integrantes de la SMS. Ocupa la porción central del estado de Puebla desde Sierra Nevada hasta el Pico de Orizaba, también extendiéndose en el área de Izúcar de Matamoros, Hueyapan y Ahuazotepec hasta la localidad de Oriental. Dentro de esta región se localizan las tres mayores elevaciones del país: Citlaltépetl o Pico de Orizaba (5 610 msnm), Popocatépetl (5 500 msnm) e Iztaccíhuatl (5 220 msnm); también se localizan otras elevaciones de importancia por su altitud como el volcán Matlacueye o La Malinche (4 420 msnm) y Atlítzin o cerro La Negra (4 580 msnm). Estos últimos aparatos volcánicos forman parte del sistema de toposformas denominado sierra volcánica con estratovolcanes o estratovolcanes aislados. Así mismo, las cuencas de

Puebla, Atlixco-Izúcar y Oriental están interrumpidas y separadas por lomeríos suaves. La cuenca de Puebla se ubica al W y SW del volcán Matlacueye; es una llanura aluvial con lomeríos bajos, cuyo piso en la porción oeste está constituido por rocas basálticas; al N limita con una gran meseta con cañadas y al W con la Sierra Nevada (INEGI, 2000).

De acuerdo con Fuentes (1972), la porción correspondiente a esta subprovincia está conformada por el E de Valle de Atlixco, S de la sierra de Tentzo, N de los llanos de Tepexi, extremo S de los Llanos de San Andrés y la porción N del valle de Tehuacán. La cuenca de Atlixco-Izúcar forma parte de esta subprovincia, con una altitud entre 1 900 - 1 500 m, es un valle de laderas tendidas con lomeríos, colinda al occidente con los sistemas de topoformas meseta basáltica con cañadas y sierra baja compleja, al S se comunica con la llanura de Cuautla a través de un corredor angosto, que une Izúcar de Matamoros con Axochiapan, Morelos (INEGI, 2000).

A.1.2.2 Sierra Madre del Sur (SMS)

La Sierra Madre del Sur es resultado de una compleja y prolongada historia geológica que data del Precámbrico hasta el presente, consecuencia de la conjugación de diferentes dominios tectónicos, acrecionados en diversas etapas a lo largo de la sutura subductiva interplacas Cocos-Norteamericana. Esta gran unidad orográfica se extiende por los estados de Jalisco y Colima al N (Bahía Banderas), hasta el Istmo de Tehuantepec, en Oaxaca al S, atravesando Michoacán, Estado de México, Guerrero, Puebla, Morelos y Veracruz (Hernández *et al*, 1994; Lugo, 1990; Lugo y Córdova, 1991; INEGI,2000).

Es paralela a la Trinchera Mesoamericana, expresión de la zona de contacto entre dos placas litosféricas. Limita al N con la provincia del Eje Neovolcánico, al E con las provincias Llanura Costera del Golfo Sur y Cordillera Centroamericana, y al S y W con el Océano Pacífico; forma una franja de aproximadamente 1000 km de longitud, con unos 50 km de ancho mínimo y 250 km de ancho máximo, que se extiende bordeando la costa S de la República Mexicana (Lugo y Córdova, 1991; INEGI, 2000; CONABIO, 2011).

Tiene una altitud dominante de unos 2 000 m.s.n.m., y alcanza alturas máximas de 2 600-3 200 m (Lugo, 1990; Lugo y Córdova, 1991). Se caracteriza por ser el sistema montañoso más complejo del país debido a la variedad de rocas y estructuras que lo componen; entre ellas, intrusivas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas, de edades del Precámbrico al Neógeno. (Lugo y Córdova, 1991). Ejemplo de esta complejidad se refleja

en los sistemas montañosos y depresiones litoestructurales intermontanos desde Jalisco hasta Oaxaca presentando un basamento geológico bastante complejo e integrado por la consolidación y yuxtaposición de varias unidades geotectónicas. El basamento más antiguo se localiza en la parte central de la SMS, conocido como el Complejo Oaxaqueño, que es un fragmento del paleocratón proterozoico llamado *Oaxaquia*, y que, se consolidó con otros terrenos tectonoestratigráficos (Hernández *et al.*, 1994; Krasilnikov *et al.*, 2011).

Muchos autores están de acuerdo, que, la neotectónica regional comenzó en el Mioceno Tardío; y desde el punto de partida geomorfológico estructural, permite clasificar a la SMS como un neorógeno entre la placa continental de Norteamérica y la de Cocos, que consiste en un mecanismo predominantemente de subducción, y que, este proceso de formación se extiende hasta el Neógeno - Cuaternario. Campa y Coney (1983), proponen que la SMS, tuvo un proceso de acreción de los continentes por unión de grandes bloques en el movimiento de placas litosféricas. También la expresión geomorfológica estructural refleja la coexistencia de antiguos estilos tectónicos, transformados por la actividad neotectónica reciente, y ha dado lugar en un conjunto de bloques que se diferencian por su desplazamiento vertical y horizontal (Lugo, 1990; Krasilnikov *et al.*, 2011).

De acuerdo con López (2010) *in* Lugo y Córdova (1991), el relieve dominante es endógeno plútonico de laderas de montaña bloque altas y de lomeríos altos, de rocas graníticas cretácicas asociadas con endógeno volcánico de laderas de montaña bloque altas de ignimbritas del Oligoceno-Mioceno. El relieve está afectado por una disección intensa que se manifiesta en altas concentraciones de corrientes fluviales y valles profundos en un clima subhúmedo.

Debe mucho de sus rasgos particulares a su relación con la placa de Cocos, la cual es una placa móvil que integra la corteza exterior terrestre, se desplaza lentamente (de 2 a 3 cm por año), para encontrar, a lo largo de la misma, el sitio de subducción donde buza nuevamente al interior del planeta (en la placa Norteamericana). Esta relación es la que, seguramente, ha determinado que algunos de los principales ejes estructurales de la provincia, tales como la depresión del Balsas, las cordilleras costeras y la línea de costa, tengan una orientación E-W, condición que tiene importantes antecedentes en la provincia del ENT, y que, contrasta con las predominantes orientaciones NE-SE del norte del país. Mooser (1972), propone un esquema de estructuras en cinco grandes bloques montañosos, y otros autores como Sandoval-O (1985); Aguayo-Camargo y Marín-Córdova (1989) y de Cserna (1989) reconocieron una serie de lineamientos (fracturas) que cortan al sistema montañoso con dirección NE (Lugo, 1990; Lugo y Córdova, 1991; INEGI, 2000).

La morfología de la SMS comprende costas escarpadas, terrazas de abrasión, superficies de nivelación escalonadas, control tectónico de los valles fluviales principales y control en el karst, entre otras, ya que esta región es testigo de un levantamiento cuaternario en la margen del Pacífico (Lugo, 1990).

En el área de estudio, en el límite de la SMS y el ENT, se caracteriza por una serie de elevaciones de calizas cretácicas y valles intermontanos, cubiertos por materiales del Sistema Neovolcánico, en esta área es común el desarrollo kárstico con alta densidad en localidades pequeñas; otra particularidad es el desarrollo de valles de origen tectónico, que están limitados por estructuras montañosas de bloque de rocas metamórficas Paleozoicas, rocas sedimentarias plegadas del Cretácico y por desarrollos kársticos de mesas (Lugo, 1990). Hernández (1996, 2007) también describe al área como un conjunto de bloques en pliegues y monoclinales que se asientan sobre el antiguo basamento y en estructuras en depresión circulares; como también en bloques plegados y monoclinales así como enormes bloques escalonados aislados (Krasilnikov *et al.*, 2011).

La SMS es un sistema de bloques montañosos por varios factores en su composición y edad. El relieve está condicionado por varios factores: la tectónica (activa desde el Neógeno), la litología, la estructura geológica y las condiciones climáticas (Lugo, 1990). Esta provincia fisiográfica se subdivide a su vez en las siguientes subprovincias: Cordillera Costera del Sur, Mixteca Alta, Sierra del Sur de Puebla, Sierras Centrales de Oaxaca y Sierras Orientales de Oaxaca.

La Sierra del Sur de Puebla limita con las subprovincias: Lagos y Volcanes de Anáhuac al norte, Sierras Orientales al este, Sierras Orientales y Mixteca Alta al sur, Cordillera Costera del Sur y Sierras y Valles Guerrerenses al occidente. Es una región de litología diversa con rocas volcánicas, metamórficas y sedimentarias, dentro de esta últimas se incluyen depósitos de caliche y travertino. Los sistemas de toposformas que se pueden encontrar en esta subprovincia son: los valles, cañón típico, mesetas, sierras y lomeríos (CONABIO, 2011).

Al norte de esta subprovincia se emplazan tres mesas: La Coronilla, San Mateo y Santa Catarina con una orientación NE-SW, al occidente se localiza el Valle de Matamoros y Chiautla, en dirección NW-SE se emplaza la Sierra de Acatlán, y al S de la misma el Valle de Acatlán, al NE, se extienden sobre una mesa basculada los Llanos de Tepexi, y que, limitan al oriente con las Sierra Centrales de Oaxaca, donde se localizan unas elevaciones significativas conocidas como el Cordón la Culebra con dirección NW-SE (Fuentes, 1972; SGM, 1998, 2001).

La Cordillera Costera del Sur, es una cadena de sierras que se extienden a lo largo de las costas de Michoacán, Guerrero y Oaxaca. La complejidad geológica de esas sierras se refleja en su litología: calizas en el W con ígneas intrusivas en el N, ígneas intrusivas y extrusivas hacia el oriente y fuerte dominancia de metamórficas en todo el E. Colinda al W y N con las subprovincia Sierra y Valles Guerrerenses, al NE con la subprovincia Sur de Puebla y al oriente con la Mixteca Alta. Está constituida por sierras de laderas escarpadas con altitudes de 1 780m como máximo, cuya composición es de rocas metamórficas y sedimentarias antiguas. Las sierras están surcadas por valles angostos, unos de laderas escarpadas y otros de laderas tendidas; asimismo, hay áreas de lomeríos y cañadas. Otro sistema de toposformas que ocupan menores dimensiones son sierras de cumbres tendidas, meseta de aluvión antiguo, valle intermontano y valle ramificado; en el área de estudio, se localiza al S y es conocida como parte de la Mixteca Baja (INEGI, 2000; CONABIO, 2011).

La Mixteca Alta, es una subprovincia de geología muy compleja, limita con las subprovincias: Sur de Puebla al N, Sierras Centrales de Oaxaca al E y Cordillera Costera del Sur al W. Presenta un núcleo constituido por una sierra baja compleja de aluviones continentales antiguos y rocas metamórficas. Alcanza altitudes superiores a los 2 400m y se encuentra rodeada al E, W y N por lomeríos escarpados, también de litología compleja, que incluye materiales metamórficos (gneis), ígneos intrusivos ácidos y sedimentarios continentales antiguos. Al occidente tiene una franja orientada N-S, de llanura de lomeríos, al N un valle de laderas tendidas; además hay otros sistemas de toposformas: lomerío con cañada y lomerío con llanuras; la porción norte de la Sierra Tamazulapan con orientación NE-SE, forma parte de esta subprovincia, y que, también conforma parte del sistema de horst del graben de Tehuacán (Fuentes, 1972; INEGI, 2000; Ochoa, 2001; CONABIO, 2011).

Las Sierras Centrales de Oaxaca, se extienden desde el suroeste de la población de Xochitlán, Puebla, hasta la sierra situada al W de la ciudad de Oaxaca; en la parte N dominan las calizas de Cretácico y hacia el S los afloramientos de rocas metamórficas. Limita al W, N y E con la subprovincia Sur de Puebla, al S con la Mixteca Alta y al SE con las Sierras Orientales; tiene una orientación NE-SE. En esta subprovincia se localiza al W y S de la cuenca de Tehuacán. Ahí domina el sistema de toposformas sierra de cumbres tendidas (Sierra de Zapotitlán), con pendientes moderadas y altitudes máximas superiores a los 2 500m (INEGI, 2000).

Esta sierra se constituye por rocas sedimentarias y volcánicas básicas que las coronan, queda interrumpida por el valle árido de Zapotitlán de Salinas que es denominado fisiográficamente como valle de laderas tendidas con lomeríos, al S del cual se entiende

hasta el cañón del río Hondo, tributario del Santo Domingo, afluente del Papaloapan. Por el extremo S de la cuenca de Tehuacán se continua hacia el SE una unidad de lomeríos con cañadas, conocida como Cañada de Oaxaca; también se localiza en esta área el sistema de topoformas lomerío con llanuras, estos se encuentran al oriente de Atenayuca, y en los alrededores de esta misma población se ubica el valle intermontano. En algunas porciones, como en la cuenca de Tehuacán, hay aluviones antiguos y material metamórfico cubierto en parte por rocas volcánicas. La altitud oscila los 1 500-2 000m aproximadamente, los sistemas de topoformas que dominan son los de llanura, los cuales algunas están asociadas a lomeríos, estos, se localizan principalmente al noroccidente (Fuentes, 1972; INEGI, 2000; Ochoa, 2001; CONABIO, 2011).

Por último, las Sierras Orientales de Oaxaca, que es una subprovincia montañosa descienden en sentido sureste desde la región de Orizaba, Veracruz, hasta Salina Cruz, Oaxaca. Su parte N se conoce como sierra de Zongolica, es menos abrupta que el resto y presenta dominancia de rocas calcáreas del Cretácico que le dan afinidad con la Sierra Madre Oriental; esta sierra se interrumpe transversalmente por las barrancas de Cueva Prieta, separándola de la Sierra de Soltepec, que es una cadena montañosa árida y peñascosa, que separa a la vez los Llanos de San Andrés y los Llanos de Tepexi; al NE se emplaza los Llanos de San Andrés, que son parte de la transición de la SMS y ENT. Esta subprovincia se extiende al N, NE y E de la cuenca de Tehuacán, desde Tecamachalco hasta el extremo SE de la entidad. Limita al N con la subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac, al W con la Sierra del sur de Puebla, al S con la de Sierras Centrales de Oaxaca y al SE se interna en el estado de Oaxaca y al oriente en el estado de Veracruz (Fuentes, 1972.; INEGI, 2000: CONABIO. 2011).

En esta zona quedan comprendidas áreas con rasgos de carso, principalmente dolinas, como ocurre en Sierra Negra, al NE del río Petlapa, donde el macizo calcáreo se tiene una dolina de gran tamaño; esta sierra junto con las áreas aledañas, integra el sistema de topoformas sierra de cumbres tendidas con dolinas. También se encuentra: parte de la franja occidental de rocas sedimentarias de grano fino y medio (lutitas y areniscas); la alargada sierra de calizas denominada Filo de Tierra Colorada, que está situada al NE de Tehuacán, y que integra el sistema de topoformas de sierra baja; la sierra alta compleja, que sigue la misma orientación de la subprovincia (NE-SE) y se localiza al este de las poblaciones de Tehuacán, Ajalpan y Coxcatlán. Además hay algunos lomeríos solos o asociados con cañadas o llanuras, un valle intermontano y un valle de laderas tendidas con lomeríos (INEGI, 2000).

La evolución geológica de ambas provincias ha sido compleja y se observa en el desarrollo de las morfoestructuras que la caracterizan, como ejemplo está el sistema montañoso plegado del tipo horst, la sierra de Zapotitlán dirección noroeste, las sierras Tamazulapan y Nochixtlán con la misma orientación, pertenecientes a la Sierra Mixteca (Ochoa, 2001) que son parte de la llamada Falla de Oaxaca (Nieto *et al.*, 2007). La SMS es un sistema montañoso complejo debido a la variedad de rocas y estructuras que la constituyen, entre ella: intrusivas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas; con temporalidades desde el Precámbricos al Neógeno. Hacia el sector suroccidental del área de estudio está presente el desarrollo de mesas escalonadas dirección suroeste disecadas por barrancos orientados al SW que identifican al sector correspondiente del ENT, el cual se caracteriza en esta región por una serie de planicies escalonadas, las cuales están desmembradas por volcanes de todos los tipos habiéndose desarrollado durante el Cuaternario (Lugo, 1990).

A.1.3 Clima

La diversidad climática que posee el área de estudio, se debe principalmente por los cambios altitudinales, como también de la latitud, el relieve, la distribución de tierra y agua; que al interactuar imprimen las condiciones particulares a los elementos del clima, como: el viento, la temperatura y la precipitación (CONABIO, 2011). Por lo que la configuración espacial de los factores, da lugar a climas muy cálidos, cálidos y templados subhúmedos, siendo estos los de mayor significado por el área cubierta; también los muy cálidos, cálidos y templados semiáridos en segundo orden; los templados subhúmedos en tercer orden; y los muy cálidos, cálidos y templados áridos en cuarto orden.

De acuerdo con Carrasco (1996) *in* Ochoa (2001), México se encuentra en la zona de transición entre las latitudes medias y tropicales del globo, dominado por fenómenos meteorológicos propios de ambas latitudes el área de estudio, entre Puebla y Oaxaca, se localiza al s del trópico de Cáncer; por lo que promueve las temperaturas cálidas y la dominancia de sistemas de origen tropical. Estos fenómenos afectan la circulación regional en el s de Puebla; durante el verano, cuando prevalecen los vientos alisios húmedos provenientes del E; llegan por el Golfo de México y se ven reforzados en numerosas ocasiones por las Ondas del Este, las cuales son perturbaciones tropicales que viajan dentro de la corriente de los alisios provocando incremento de la precipitación. De este

modo, los vientos alisios, que, generalmente viajan en dirección NE-SW , llevan consigo humedad, y por lo tanto, una mayor cantidad de lluvia, debido a la influencia del Atlántico (Golfo de México y mar Caribe) sobre los del Pacífico (Golfo de Tehuantepec). México se localiza en la Zona Intertropical de Convergencia (ITC), área nubosa, que, favorece la entrada de humedad (Ochoa, 2001; García Mendoza *et al.*, 2004).

Durante el invierno, la época fría del año, predominan los vientos del oeste y los frentes fríos (masas de aire polar, procedente del norte del continente); cuando ese aire frío y seco penetra el Golfo de México incrementa su contenido de humedad y al ascender por las laderas, lo libera en forma de lluvia conocidos como “nortes” (Ochoa, 2001).

Debido a la trayectoria, que responde a la circulación global y regional de los vientos, los vientos alisios, que provienen del Atlántico y los frentes fríos, se ven interrumpidos en su recorrido por grandes barreras orográficas; la Sierra Madre Oriental y el ENT, lo que obliga ascender al viento, el cual se enfría y precipita, y continúa su camino con menos humedad (CONABIO, 2011), produciendo una menor cantidad de lluvia en el S de Puebla y N de Oaxaca. Esto se traduce regionalmente, como área de transición que une la SMS con el ENT, donde se determinan las diferencias en humedad, temperatura, precipitación media anual y evapotranspiración (CONAMP, 2013), que se ven reflejados en las variables que dan lugar a la presencia de los climas antes mencionados.

También la presencia de ciclones tropicales representa una cantidad significativa de lluvia ya que se incrementa la humedad y precipitación, sobre todo a finales de verano y principios de otoño. De este modo, las precipitaciones registradas van de 650 mm a 350 mm al año (INEGI, 2000.; CONABIO, 2011).

De acuerdo con la circulación general de los vientos, en relación con el relieve, se puede apreciar el comportamiento de los vientos húmedos con los cambios en el relieve, que se ve reflejado en la cantidad de lluvia, dependiendo las estaciones del año; del mismo modo, la temperatura también se ve alterada por los cambios altitudinales y latitudinales.

La temperatura es modificada por la altitud, pues al aumentar ésta, disminuye, de tal manera que las altitudes menores de 1 000 msnm presentan temperatura de 24°C o más. En la región SE y S, correspondiente al área de estudio, las isotermas registran valores medios anuales de 21, 23, 25 y 27°C (CONABIO, 2011).

De acuerdo con la clasificación climática de Köppen modificada por Enriqueta García (2004); en el área de estudio (figura A.1.3) se encuentran 4 grupos climáticos; los semicálidos a cálidos subhúmedos, los semicálidos a cálidos semiáridos, cálidos a semicálidos áridos y templados subhúmedos.

a) *Semicálidos a cálidos subhúmedos*; este grupo climático representa el 50% del área de estudio, entre altitudes de 1000-1500msnm aproximadamente.

- $(A)C(w_1)$: corresponde al tipo de semicálido subhúmedo del grupo C; es decir, de los climas cálidos que tienden a temperaturas templadas; la temperatura media anual mayor de 18°C, mientras que el mes más frío es menor de 18°C, la temperatura del mes más caliente es mayor de 22°C. La precipitación del mes más seco menor de 40 mm y con un porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10, y con lluvias de verano con índice P/T (precipitación sobre temperatura) entre 43.2 y 55. Este clima se localiza al NE del área de estudio, en la porción septentrional del Valle de Atlixco.
- $(A)C(w_0)$: es el clima semicálido subhúmedo del grupo C, la temperatura media anual es mayor de 18°C, la del mes más frío es menor de 18°C, y la temperatura del mes más caliente es mayor de 22°C. La precipitación del mes más seco es menor de 40 mm; con lluvias de verano con índice P/T menor de 43.2, y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Se localiza en las elevaciones más prominentes del Valle de Atlixco (± 1500 msnm), también se puede encontrar en gran parte de los Llanos de Tepexi, en las mesas al oriente del Valle de Matamoros, extendiendo su dominio al S, por la Sierra de Acatlán hasta la Mixteca y colindando al E, con la Sierra y Valle de Zapotitlán, al SE con la Sierra de Tamazulapan; y al W y SW con el Valle de Acatlán.
- Aw_0 : por último, del grupo de los climas cálidos a semicálidos, este corresponde según García (2004): a cálido subhúmedo, con temperatura media anual mayor de 22°C y la temperatura del mes más frío mayor de 18°C. Precipitación del mes más seco entre 0 y 60 mm; lluvias de verano con índice P/T menor de 43.2 y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Se presenta en el Valle de Matamoros y Chiauhtla, en las porciones bajas de la Sierra de Acatlán y al W de las mesas Sotemayo, Santa Catarina, San Mateo, y de los Llanos de Tepexi; se encuentra generalmente en las zonas más bajas alcanzando altitudes máximas de 1300msnm.

b) *Semicálidos a cálidos semiáridos*, es el segundo grupo climático de mayor distribución en el área de estudio, en rangos de altitud que pueden ir de los 900-1500msnm y 1000-2000msnm.

- $BS_1(h)w$: esta clasificación corresponde a semiárido cálido, con temperatura media anual mayor de 22°C, la temperatura del mes más frío es mayor de 18°C. Con lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Se localiza en la parte más baja de la Sierra de Acatlán y en el Valle de Acatlán y al W de la Mixteca Baja, también se puede encontrar en el N de los Llanos de Tepexi, muy cercano a la Sierra de Zapotitlán.
- BS_1hw : representa los climas semiárido semicálido, tiene temperatura media anual mayor de 18°C, con temperatura del mes más frío menor de 18°C, temperatura del mes más caliente mayor de 22°C. Lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Este clima se localiza en el Valle de Zapotitlán, en la transición del área montañosa circundante al mismo (Sierra Zapotitlán y Tamazulapan) y teniendo presencia en el Valle de Tehuacán, en las localidades de Santiago Miahuatlán hasta
- BS_1kw : corresponde a semiárido templado, con temperatura media anual entre 12°C y 18°C y la temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C, mientras la del mes más caliente menor de 22°C. Con lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Este se localiza en la porción N del Valle de Tehuacán, al NE del área de estudio en una región conocida como Llanos de San Andrés, al E de la Sierra de Soltepec, y en gran parte de la Sierra Tamazulapan y E de la Sierra de Caltepec.

c) *Semicálidos a cálidos áridos*, este grupo climático son los de menor extensión en el área de estudio, sus rangos altitudinales van de 1200-1900msnm.

- $BS_o(h)$: corresponde al clima árido cálido, con temperatura media anual mayor de 22°C, y temperatura del mes más frío mayor de 18°C. Lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Se localiza al SW de Tehuacán, cercano a la localidad de San Gabriel Chilac, este clima es el de menor extensión en el área de estudio.
- BS_ohw : es el clima árido semicálido, tiene una temperatura entre 18°C y 22°C, la del mes más frío menor de 18°C, y siendo la del mes más caliente mayor de 22°C. Tiene lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Se localiza en el Valle de Zapotitlán, Tehuacán y en la porción centro S de la Sierra de Tamazulapan, en la Mixteca Alta.
- BS_okw : el clima árido templado, con temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y con lluvias de verano, con un porcentaje

de lluvia invernal entre 5% y 10.2% del total anual, se localiza en la Sierra de Tamazulapan, en la localidad de Caltepec y es el segundo con menor extensión.

d) *Templados subhúmedos*, es el tercer grupo climático de mayor extensión, se localiza en las zonas más altas, correspondiente a las sierras que flanquean al Valle de Tehuacán, que va de los 1900-2900 msnm aproximadamente.

- $C(w_1)$: el clima templado subhúmedo, tiene una temperatura media anual entre los 12°C y 18°C; la temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C, y la del mes más caliente bajo 22°C. La precipitación en el mes más seco es menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T entre 43.2 y 55 y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Principalmente se localiza en la Sierra de Soltepec y Sierra Zongolica al NE del área de estudio, en un rango de altitud de 2000-2900 msnm.
- $C(w_o)$: por último, el clima templado subhúmedo tiene una temperatura media anual entre 12°C y 18°C, con temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y del mes más caliente bajo 22°C. La precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T menor de 43.2 y porcentaje de precipitación invernal del 5% al 10.2% del total anual. Se localiza principalmente en la Sierra de Zapotitlán entre los 1900-2600 msnm hasta en la Sierra Tentzo al norte centro del área de estudio; también tiene presencia en una porción NE del Valle de Tehuacán, donde se extiende a la Sierra de Soltepec hasta los 2000 msnm, ocupa la porción centro oriental de los Llanos de Tepexi, en la localidad de Ixcaquixtla y en menor medida una región aislada en la Sierra Tamazulapan.

A.1.4 Hidrología

Fuentes (1972), menciona que el agua, es un recurso natural más frecuente, y sin embargo, llega a ser poco abundante en algunas regiones, y en otras, puede llegar a ser escasa. Los recursos hidrológicos con que cuenta el área de estudio, incluyen a fuentes de agua superficial y subterránea; las primeras cuentan a los ríos, arroyos y cuerpos de agua, como lagos y presas; mientras que las segundas, comprenden al agua que se infiltra y almacena en los materiales porosos y permeables del subsuelo (INEGI, 2000).

CONAGUA (2012), reconoce 37 regiones hidrológicas (RH); que son áreas territoriales conformadas de acuerdo a características morfológicas, orográficas e hidrológicas, para la gestión del recurso hídrico, normalmente la región hidrológica está integrada por una o varias cuencas hidrológicas. Las RH Río Balsas (RH -18) y Río Papaloapan (RH -28) son las correspondientes al área de estudio (figura A.1.4), la región del Balsas corresponde a la vertiente del Pacífico, mientras que la región del Papaloapan a la vertiente del Golfo de México (INEGI, 2000; Gutiérrez Herrera *et al.*, 2003; CONABIO, 2011).

El tipo de drenaje dominante es dendrítico, relacionado al sustrato geológico, notorio principalmente en la cuenca del Balsas, mientras que en la cuenca del Papaloapan los cursos de las corrientes muestran también trazos rectangulares, reflejo de los plegamientos que afectaron a la región en su historia geológica (INEGI, 2000; CONABIO, 2011).

La RH Río Balsas, está limitada por las grandes elevaciones que circundan la cuenca de Oriental-Perote, el parteaguas oriental de la región se prolonga a lo largo de las serranías que constituyen el borde occidental de la cañada poblana-oaxaqueña, al N está limitada por los parteaguas del ENT, y al S por la SMS. En el S del área de estudio, en la región Mixteca, se caracteriza por registrar los más altos niveles de erosión, el intenso desarrollo de este proceso se aprecia claramente en los lomeríos y sierras bajas que circundan a los valles intermontanos. La cuenca principal es el Atoyac, que capta escurrimientos de corrientes como Xomilpan, Águila, Mixteco, Zoquiapan, Acatlán, Petlalcingo y el Xolocatle (INEGI, *op.cit.*; CONABIO, *op.cit.*).

La RH Río Papaloapan se localiza al este, incluye la región de la cañada: el valle de Tehuacán, el valle de Zapotitlán y el Río Salado, así como las sierras que los enmarcan. Las principales corrientes son el Río Salado, Hondo, Tehuacán, Caltepec y Atzizintla (INEGI, *op.cit.*; CONABIO, *op.cit.*).

Con respecto a la hidrología subterránea, Tehuacán, se relaciona con la cuenca de Tecamachalco, y es un acuífero formado por depósitos aluviales con espesor que varía

desde los pocos metros hasta 200m de profundidad; la parte inferior está conformada por clastos calcáreos, yesos y conglomerados. Alrededor de la ciudad de Tehuacán y hacia el S, la superficie del acuífero está constituida por travertinos muy porosos y permeables, con oquedades de gran tamaño, que alimentan numerosas galerías filtrantes y manantiales que descargan (INEGI, 2000; CONABIO, 2011).

A.1.5 Suelos

Los suelos dominantes de la región tienen relación en su arreglo espacial con el relieve, el clima y la geología. Se originan a partir de la roca madre y su relación con las características topográficas como la altitud, pendiente, orientación y el drenaje; con las características clima como la precipitación y temperatura; y por factores bióticos, como el desarrollo y descomposición de las comunidades vegetales y la actividad de microorganismos en él. Todos estos factores intemperizan a la roca madre y promueven el desarrollo de los suelos (Ochoa, 2001; Krasilnikov *et al*, 2011)

En el área de estudio (figura A.1.5), se encuentran los siguientes tipos de suelo, clasificados en 12 grupos:

- *Andosol (T)*. Los suelos ándicos son resultado de la meteorización moderada de depósitos piroclásticos y otros materiales volcánicos, son de color muy oscuro, y tienen una macroestructura esponjosa y con frecuencia, muy grasosa. Son livianos en peso y con textura franco limosa o más fina. Son suelos ricos en materia orgánica y pueden ser muy profundos, con frecuencia alcanzan espesores de 50 cm o más. Los andosoles húmicos (TH) tienen un horizonte A úmbrico rico en materia orgánica y de color oscuro. Una propiedad de estos suelos es su alto contenido de alófanos, que es un mineral similar a las arcillas, y es rico en sílice y aluminio (INEGI, 2000; IUSS, 2007). En el área de estudio apenas alcanzan el 0.01% de distribución del total, y se localizan en la Sierra de Zongolica, muy cercano a los depósitos del ENT.
- *Cambisol (B)*. Estos suelos son jóvenes y con poco a moderado desarrollo, presentan texturas franco arenosas o más fina en la fracción de la tierra fina; en el subsuelo se desarrollan capas que parecen más suelo que roca, en la que se forman terrones y el suelo no está suelto; es decir muestran estructuras moderadamente desarrolladas. Una de sus características es que presentan horizontes B cámbico, o un A ócrico o úmbrico, o un A mólico situado inmediatamente de un horizonte B cámbico con un grado de saturación de NH_4 y OAC (amonio y acetato de cobre respectivamente) menor del 50%. El rendimiento de este suelo depende de las condiciones climáticas y tiene una susceptibilidad de moderada a alta a erosionarse. Los cambisoles cálcicos (BK) se caracteriza por ser rico o muy en calcio (CONANP, 2013; García Mendoza *et al*, 2004; IUSS, 2007). Tienen espesores de 15 a 25 cm, de color pardo a pardo amarillento, y entre

más profundas son de color pardo a pardo rojizo (INEGI, 2000). Ocupan el 1.9% del área de estudio, y se emplazan al norte, en basaltos y depósitos aluviales del Cuaternario.

- *Castañozem* (κ). Son suelos con capa superficial de color oscuro y rica en materia orgánica con concentraciones de carbonatos. Los castañozem háplicos (KH) y Cálculo (KK) varían por su enriquecimiento de calcio y por sus estructuras superiores (INEGI, 2000; IUSS, 2007). Su distribución alcanza 0.9% en el área de estudio y se localizan en basaltos en la porción sur de los Llanos de San Andrés, en aluviones al SW de la Mesa de Sotemayo y Santa Catarina, y al sur del Valle de Acatlán sobre depósitos de conglomerados del Terciario.
- *Chernozem* (C). Son suelos con horizontes superficiales profundos, bien estructurados y negruzcos, con alta saturación de bases, elevado contenido de materia orgánica y alta actividad biológica; el chernozem cálcico (CK), se encuentra enriquecido por calcio (INEGI, *op.cit.*; IUSS, *op.cit.*). Se localiza en una pequeña porción al norte del Valle de Tehuacán sobre depósitos de basaltos del Cuaternario, y que, su enriquecimiento de calcio se debe al aporte de las dolomías cercanas, representan el 0.8% de cobertura total.
- *Feozem* (H). Los feozem son suelos con horizonte A mólico, con un grado de saturación del 50% o más de NH_4 y OAc, como mínimo en los primeros 125 cm superiores del perfil. Tienen una capa superficial oscura, suave, rica en materia orgánica y nutrientes; y no presentan acumulación de carbonatos secundarios (INEGI, 2000; García Mendoza *et al*, 2004; CONABIO, 2011; CONANP, 2013). Los feozem calcáricos (HC), tienen una capa oscura superficial oscura, suave y rica en materia orgánica y nutrientes, se caracterizan por tener cal en todos sus horizontes. En terrenos menos profundos o con laderas y pendientes tienden a erosionarse con facilidad; sin embargo, son muy fértiles y productivos. En tanto, los feozem háplico (HH), son suelos ampliamente distribuidos; su color va del pardo a grisáceo, pardo amarillento o pardo amarillento oscuro. La textura dominante es la media del tipo migajón arenoso en la capa superficial, y de migajón arcilloso o arcillas; su estructura es pedregosa de bloques subangulares, en parte granular, de tamaño grueso a medio y desarrollo moderado a fuerte. Tiene consistencia friable a dura y su drenaje interno de moderado a lento (CONANP, 2013; García-Mendoza *et al*, 2004). Se distribuyen en la Sierra y Valle de Acatlán sobre rocas metamórficas y granitoides del Precámbrico, depósitos volcanoclásticos y de yeso de Terciario y aluviones del Cuaternario; y al NW de la Sierra de Tamazulapan sobre tobas andesíticas y areniscas del Terciario y basaltos del Cuaternario en el Valle de Tehuacán; estos suelos representan 3.8% de distribución en el área de estudio.

- *Fluvisol (J)*. Son suelos formados a partir de depósitos aluviales recientes; por lo que no presentan una estructura por la diversidad textural de los materiales que lo conforman (INEGI, 2000). Su estructura va texturas gruesas (arenas) hasta gravas; también pueden presentar capas alternadas de arena, arcilla y grava; esto se debe a su localización cercana a cuerpos de agua como lagos, ríos o sierras, donde escurre el agua y acarrea todos estos materiales. Presentan horizonte A ócrico, mólico, úmbirco o hístico, y un horizonte sulfúrico o material sulfuroso en los 125 cm superficiales, no presentan estructura en terrones; es decir, son suelos poco desarrollados. El Fluvisol calcárico (JC) tiene grandes cantidades de cal en todo el suelo, se caracteriza por su fertilidad moderada, con rendimientos altos para las actividades agropecuarias, que, están en función de la disponibilidad del agua y su capacidad de retención. (García Mendoza *et al*, 2004; CONANP, 2013). En el área de estudio ocupan el 0.7% de la superficie y se localizan en depósitos aluviales del Cuaternario en la planicie del Valle de Acatlán.
- *Litosol (LI)*. Los Litosoles son suelos limitados por roca dura y continua o por materiales calcáreos en los primeros 25 cm de profundidad, tienen menos de 20% de tierra fina en los primeros 75 cm, presentan horizonte A mólico, úmbirco o pretocálcico, con o sin horizonte B cámbico. Sus características pueden variar dependiendo del material que los forma; por lo que pueden ser fértiles o infértiles, arenosos o arcillosos. Se asocian espacialmente con Rendzina, Feozem, Luvisoles, Regosoles y Vertisoles. Son suelos poco desarrollados porque se emplazan en condiciones topográficas de pendientes abruptas, por lo que no permiten la acumulación de partículas en estos. El color varía dependiendo del material parental, la textura media es la dominante, aunque también se pueden encontrar texturas finas (en rocas calizas) y gruesa. El drenaje también dependerá de la naturaleza de la roca madre, por el nivel de fracturación que puede presentar (INEGI, 2000; CONANP, 2013). Ocupa el 36.3% de la superficie del área de estudio; emplazándose en morfologías montañosas como la Sierra de Tamazulapan, Zapotitlán, Soltepec y Zongolica, donde la litología es de rocas calizas, areniscas y lutitas principalmente; y en zonas montañosas marginales al Valle de Acatlán y Matamoros, sobre las Mesas de Sotemayo y San Matero en depósitos conglomeráticos.
- *Luvisol (L)*. Se desarrollan en zonas donde las precipitaciones propician la translocación de arcillas de los horizontes superficiales a los profundos (horizonte B argílico) donde se acumula, por lo que presenta más arcillas que los horizontes superiores. El horizonte superficial es A ócrico, de color claro y bajo contenido orgánico, u oscuro pero muy delgado. Los luvisol crómico (VC) son de los más comunes, cuyo horizonte arcilloso es

de color pardo intenso a rojo. Predominan las texturas finas a medias, con frecuencia presentan estructuras subangulosas a migajón arcilloso; su consistencia suele ser firme en la parte superficial y dura en el subsuelo, su drenaje interno es lento a moderado (INEGI, 2000; CONANP, 2013). Su distribución alcanza el 0.3% de la superficie en el área de estudio, confinados al NE de la Sierra de Zongolica, sobre rocas calizas, lutitas y dolomías del Cretácico.

- *Regosol (R)*. Son suelos poco evolucionados, constituido por materiales sueltos, muy semejantes a la roca de la cual se originaron; puede ser de origen piroclásticos, resultado de actividad volcánica reciente. Se encuentra asociado con Litosoles, Luvisoles y Feozem (García Mendoza *et al*, 2004; IUSS, 2007; CONANP, 2013). Los Regosoles calcáricos (RC) son de naturaleza calcárea, ocupan el 2% del área de estudio emplazándose al W del Valle de Atlixco y en la Mesa de Sotemayo sobre rocas volcanoclásticas del Terciario, y en porciones marginales del Valle de Tehuacán sobre conglomerados polimícticos; mientras los Regosoles eútricos (RE) tienen una saturación de bases de media a alta, ocupando el 30% del área de estudio, desarrollándose preferentemente sobre granitoides y rocas metamórficas del Precámbrico en el Valle y Sierra de Acatlán y Valle de Matamoros y Chiautla (INEGI, 2000).
- *Rendzina (E)*. Son suelos que presentan un horizonte A mólico encima de un material calcáreo, con un equivalente de carbonato de calcio mayor a 40%. Este suelo presenta fase petrocálica (caliche endurecido a menos de 50cm de profundidad). Se caracterizan por ser suelos jóvenes poco desarrollados sobre rocas calizas, generalmente arcillosos con una capa superficial abundante en humus y muy fértil (García Mendoza *et al*, 2004; IUSS, 2007; CONANP, 2013). Se distribuye principalmente sobre secuencias de rocas areniscas-tobas andesíticas del Jurásico al NE de la Sierra de Acatlán y N de la Sierra de Tamazulapan; lutitas-areniscas, lutitas-calizas del Cretácico, en la Sierra y Valle de Zapotitlán e inmediaciones de San Juan Raya; en calizas lacustres, areniscas, limolitas, lutitas, lodolitas intercaladas (conglomerados polimícticos) del Terciario en el Valle de Tehuacán; sobre sedimentos volcanoclásticos y de yeso del Terciario, en las mesetas de Sotemayo, Santa Catarina y San Mateo, y en los Llanos de Tepexi; y en basaltos del Cuaternario W al de la Barranca Cueva Prieta; cubriendo el 9.7% del área de estudio.
- *Vertisol (V)*. Son suelos subsuperficiales arcillosos que como resultado de la expansión y contracción tiene superficies pulidas y acanaladas, o agregados estructurales en forma de cuña o paralelepípedos, contienen un 30% o más de arcillas, con colores que varían de negros a grisáceos; se presenta en climas con marcadas estaciones secas y

lluviosas, se expanden húmedo formando superficies de deslizamiento llamadas facetas y por ser colapsables en seco se agrietan. Son poco susceptibles a la erosión pero un alto riesgo de salinización, son suelos arcillosos, pesados, que al secarse se agrietan, son adhesivos y plásticos (García Mendoza *et al*, 2004; IUSS, 2007; CONANP, 2013). Los vertisoles crómicos (VC) se presentan generalmente en rocas calizas; en el área de estudio cubren apenas el 6% sobre tobas andesíticas-areniscas en la Mixteca Baja, en depósitos volcanoclásticos y yeso del Terciario y depósitos aluviales del Cuaternario al SW de la Sierra de Acatlán.

El Vertisol pélico (VP). Comparte características de los vertisoles crómicos, su color va del negro al gris oscuro, se asocia a suelos como el Feozem, Fluvisoles, Regosoles y Luvisoles (García-Mendoza *et al*, *op.cit.*; IUSS, *op.cit.*; CONANP, *op.cit.*). Se distribuye principalmente en rocas calizas de Cretácico en la Sierra de Zapotitlán y N de los llanos de Tepexi, y sobre depósitos volcanoclásticos y yeso del Terciario, como en conglomerados polimícticos con calizas al N de la Sierra de Zapotitlán y W de la Sierra de Acatlán; y en calizas lacustres, areniscas, limolitas, lutitas, lodolitas intercaladas (conglomerados polimícticos) del Terciario en el Valle de Tehuacán y basaltos del Cuaternario en su porción norte; cubriendo un 13.3% del área total.

- *Xerosol* (X). Se distribuye principalmente en zonas áridas y semiáridas, de colores claros y pobres en materia orgánica, debajo de esta capa, en el subsuelo puede ser rico en arcillas, a veces cuenta con manchas, polvo o aglomeraciones de cal: cristales de yeso o caliche, y algunas veces endurecidos; pueden presentar problemas de salinidad y son suelos con poca susceptibilidad a la erosión, siempre y cuando no se encuentren en pendientes y sobre materiales calichosos o tepetates (García Mendoza *et al*, *op.cit.*; IUSS, *op.cit.*; CONANP, *op.cit.*). Cubre un área de 4.7 km², es decir, 0.5% del área de estudio, sobre basaltos del Cuaternario en San José Ixtapa al sur de la Cañada Morelos, Puebla.

A.1.6 Uso de suelo y vegetación

La evolución de las diferentes formas de vida vegetal en México, se debe, a los factores del relieve y el clima; más del 50% del territorio nacional se encuentra en altitudes mayores de 1 000 m.s.n.m., aunado a las diferencias latitudinales es posible un amplio mosaico climático. Dicho mosaico propicia que México sea una zona de transición biogeográfica entre la región Neotropical y Neártica. La evolución de la vida, va asociada a la evolución geológica de país; los cambios climáticos y geológicos durante el Pleistoceno dieron lugar al establecimiento y evolución de la mayoría de las especies vegetales que actualmente se encuentran en México (Ochoa, 2001; CONABIO 2001). En el área de estudio se identifican 4 tipos de comunidades vegetales (figura A.1.6):

a. *Matorrales Xerófilos*

Los matorrales xerófilos son propios de las zonas áridas y semiáridas, la temperatura media anual varía de 12 a 26°C, en general el clima es extremoso, la oscilación térmica diaria llega hasta 20°C; la insolación suele ser muy intensa, la humedad atmosférica es muy baja, por lo que la evaporación y la evapotranspiración alcanzan valores altos. La precipitación media anual es inferior a los 700 mm; los matorrales xerófilos se desarrollan en regímenes de lluvia estival. De acuerdo a las características mencionadas, este tipo de vegetación se localiza en climas BW y BS de la clasificación de Köppen (1948). Se pueden emplazar en cualquier tipo de condición topográfica, sin importar el sustrato geológico; sin embargo al igual que el suelo, estos factores influyen en la fisionomía y composición florística. Los suelos tienen coloraciones pálidas, grisáceas, rojizas y castañas, con pH entre 6 a 8.5, el contenido de materia orgánica es bajo y con grandes concentraciones de calcio (carbonato de calcio, caliches), las texturas van de suelos arenosos, que permiten la infiltración y reducen el escurrimiento (Rzedowski, 2006).

La flora xerófila en México se caracteriza por ser rica en endemismo, las formas biológicas que se han desarrollado en estos ambientes de aridez dieron lugares a plantas como las suculentas, con hojas arrosetadas, plantas afilas, del tipo gregario o colonial, micrófilas y con presencia de espinas (Rzedowski, *op.cit*). En el área de estudio se encuentra ampliamente distribuida, ocupando el 7.6% de superficie, se emplaza desde Soltepec, hasta la porción norte del Valle de Tehuacán, Chapulco, Miahuatlán en la Sierra y Valle de Zapotitlán, San Juan Raya, Caltepec, Sierra de Tamazulapan, en la Sierra y Valle

de Acatlán y en la Mixteca Baja y Alta (Fuentes, 1972; Ochoa, 2001; García Mendoza *et al*, 2004; CONABIO, 2011; CONANP, 2013).

Entre las comunidades vegetales se encuentra el matorral crausicaule que fisionómicamente son cactáceas grandes con tallos aplanados “nopaleras”, cilíndricas “cardonales y tetecheras”, plantas crasas alta “candelabros y órganos”; algunas especies son: *Cephalocereus sp. Cephalocereus columna-trajani*, *Neobuxbaumia tetetzo*, *Opuntia spp.*, *Etenocereuos weberi*, *Escontria chiotilla*, entre otros. Los matorrales rosetófilos, son especies con hojas agrupadas en forma de roseta; elementos característicos son el *Agave*, *Hechtia* y *Dasylyrion spp.* Otro tipo de matorral, es el matorral espinoso, que son componentes de porte pequeño, es decir, arbustivos, entre las especies dominantes se encuentra la *Acacia*, *Mimosa*, *Prosopis*, y *Opuntia spp.* entre otros. También se encuentra los izotales donde predominan la *Yucca*, *Beaucarnea* y *Nolina*; y los chaparrales, que son especies arbustivas con hojas esclerófilas y micrófilas, entre ellas destaca *Quercus microphylla* y *Ephedra compacta* (Ochoa, 2001; García-Mendoza *et al.*, 2004; Rzedowski, 2006.; CONANP, 2013).

b. Selva

La Selva Baja Caducifolia (SBC), se caracteriza entre las comunidades vegetales por ser intermedia en su fisonomía y requerimientos climáticos entre la selva baja perennifolia y caducifolia. Esta comunidad la mitad de sus elementos pierde hojas durante la temporada de sequía, sin embargo, hay componente siempre verdes y otros que desfolian por un periodo corto. Forman mosaicos complejos con otras comunidades como las selvas caducifolias, palmares, o la sabana; su distribución topográfica determina la presencia de estos. Se localiza entre altitudes de 0 a 1300 m, la media anual siempre es mayor de 20°C, y no pasa de los 28°C, entre las medias mensuales de los meses fríos y cálidos la diferencia es de 5°C; son comunidades termófilas por excelencia. La precipitación media anual es de 1000 a 1600 mm; la mitad del año es suelo se encuentra en condiciones de umbría, y los restantes en luminosidad total, lo que indica que favorece la presencia de especie de sotobosque. La SBC se emplaza por tanto en climas AW y AM, e inclusive en CW de la clasificación Köppen (1948). No se encuentra ligada a ningún tipo de sustrato geológico, sin embargo en esta área de la SMS, se emplaza preferentemente en rocas ígneas intrusivas, granitos y metamórficas. Los suelos pueden ser profundos y someros, favorecen el drenaje rápido, y el pH es ácido a neutro. Esta comunidad tiene afinidad neotropical, ya

que no muestra vínculos hacia el norte (Rzedowski, 2006). La SBC ocupa el 36% en el área de estudio, siendo la segunda de mayor distribución.

Esta comunidad vegetal se caracteriza por sus elementos arbóreos bajos o arborescentes, y arbustivos; destacan especies como el copal *Bursera spp.*, el pochote *Ceiba parvifolia*, el higo *Ficus cotinifolia*, el quebracho *Acacia pringlei* y el cedro *Cedrela salvadorensis*, entre otros. Se emplaza principalmente en la Mixteca Alta, Sierra y Valle de Acatlán, Valle de Matamoros y Chiautla, Tehuitzingo, en el valle de Tehuacán y a orillas del río Salado (Fuentes, 1972; Ochoa, 2001; García Mendoza *et al*, 2004; Rzedowski, 2006; CONABIO, 2011; CONANP, 2013).

c. Bosque

Los bosques son vegetación arbórea que se localiza generalmente en zonas templadas y semifrías, en climas subhúmedos a muy húmedos y a veces secos (CONABIO, 2011). En el área de estudio se encuentran comunidades de bosque de Pino, bosque de Encino, bosque Mixto y bosque de Tascate. Todas estas comunidades vegetales representan el 3.6% del área de estudio. Se localizan principalmente en la Sierra Zongolica, Sierra Tamazulapan y las Mixteca Alta (García Mendoza *et al*, 2004; CONANP, 2013).

El Bosque de Pino, pertenece al bosque de coníferas, que se distribuye generalmente en climas templados y fríos, estos presentan un amplia diversidad florística y ecológica, sin embargo pueden encontrarse desde el nivel del mar hasta el límite de la vegetación arbórea. Los bosques de *Pinus* poseen afinidades hacia los climas templados a fríos y semihúmedos, con suelos ácidos, no siendo una limitante algunas especies pueden encontrarse en lugares con las características opuestas. La exigencia ecológica es muy parecida a los encinares, por ello ocupan nichos similares, y con frecuencia se encuentran uno a lado del otro, formando mosaicos, con complejas relaciones, formando así los Bosques Mixtos. Los límites de temperatura son entre 10° y 20°C y precipitación media anual entre 600 y 1000 mm, en climas tipo CW de la clasificación de Köppen (1948), con heladas todo el año, y precipitación concentrada en 6 a 7 meses. Generalmente se emplazan en rocas ígneas y metamórficas. Los suelos son ricos en materia orgánica y con buen contenido de nutrientes, de colores rojizos y cafés, arcillosos, derivados de basaltos y andesitas (Rzedowski, 2006). Especies representativas son *Pinus patula*, *P. lawsonii*, y suelen estar acompañados de otras formas de vida que ocupan estratos inferiores como herbáceas, arbustivas, y epifitas como las orquídeas *Orchidaceae* y *Bromiliaceae* (García Mendoza *et al*, 2004; CONANP, 2013).

En cuanto al Bosque de Encino se localizan en climas templados y semihúmedos, sin embargo no se limitan, ya que se pueden encontrar en ambientes cálidos casi al nivel del mar, o en climas semiáridos; estas variaciones se reflejarán en la fisionomía de los encinos y en su tipo de follaje. Se puede encontrar en diferentes rocas, en suelos profundos aluviales, y aparentemente no tolera deficiencias en el drenaje, suelos someros o rocosos e inclinados; su pH va de 5.5 a 6.5, con abundante hojarasca y materia orgánica, con texturas arcillosa a arenosas, con coloración roja, amarilla, negra, café y gris. Se puede encontrar en climas CF, CS, CX', AF, AM, AW y BS de la clasificación Köppen (1948), con precipitación media anuales de 350 mm a 2 000 mm, y temperatura media anual de 10° a 26°C (Rzedowski, 2006). Especies dominantes en el área de estudio son *Quercus Magnilifolia*, *Q. urbanii*, *Q. castanea*, acompañados de otros estratos *Mammillaria flavicentra* (piñitas), herbáceas como *Salvia gracilis* y *Lobelia sp.*

Por lo que el Bosque Mixto (Pino-Encino, Encino-Pino), dependerá de la dominancia del *Pinus* o *Quercus*, también pueden relacionarse con otras especies como el *Abies*, bosques tropicales, pastizales y Bosque Mesófilo de Montaña (Rzedowski, *op.cit.*).

Por último, el Bosque de Tascate o enebros, es una comunidad vegetal formada por individuos del género *Juniperus*, y se desarrolla principalmente en los contactos de los bosques de encinos, pino-encino, selva baja caducifolia y matorrales (Ochoa, 2001).

d. Otro tipo de vegetación y uso de suelo

Los palmares y mezquiales apenas alcanzan el 0.2% de distribución, y su expresión espacial esta reducida al Valle de Zapotitlán y el SW de los Llanos de Tepeji respectivamente. El mezquital son comunidades adscritas o menos caducifolias y perennifolias, de estrato arbóreo, con hojas nanófilas y micrófilas; frecuentemente se asocian a cactáceas y candelabroiformes. Generalmente solo se encuentra el estrato arbustivo, aunque pueden existir elementos arborescentes y arbóreos que pasen de los 4 m; dos de las especies que destacan son las *Acacias spp.* o huizaches, *Cercidium spp.* o palo verde. El palmar pertenece a la familia *Palmae*, se desarrollan en climas calientes y húmedos a semihúmedos, prosperan en las laderas de las montañas, en suelos derivados de rocas calizas. Se desarrollan entre los 1 200m a 2 200m y representan la transición entre el SBC y los encinares (Ochoa, 2001; Rzedowski, 2006).

Los Pastizales representan 3.3% del área de estudio, se emplazan en Zapotitlán, Acatlán, en la Mixteca Alta, en el Valle de Matamoros y Chiauhtla y algunas áreas del Valle de Tehuacán. Preponderantemente las gramíneas se reúnen bajo el nombre de pastizal o

zacatal. Estas comunidades son ocasionadas por el disturbio antrópico (pastoreo). Los rangos climáticos pueden ser muy variados que pueden ir de los 12° a 20°C, con precipitación media anual de 300 a 600 mm, en altitudes de los 1 100 a 2 500 m. se emplazan en suelos fértiles con materia orgánica, de pH neutros. Especies dominantes son *Bouteloua spp.*, *Aristida spp.*, y *Lycurus spp.*, entre otros (Ochoa, 2001; Rzedowski, 2006).

La agricultura representa el 49.43%, la primera en distribución en el área de estudio, se caracteriza por ser de temporal y de riego principalmente (Ochoa, 2001.; Rzedowski, 2006; CONABIO, 2011).

A2. Mapas geomorfológicos preliminares A

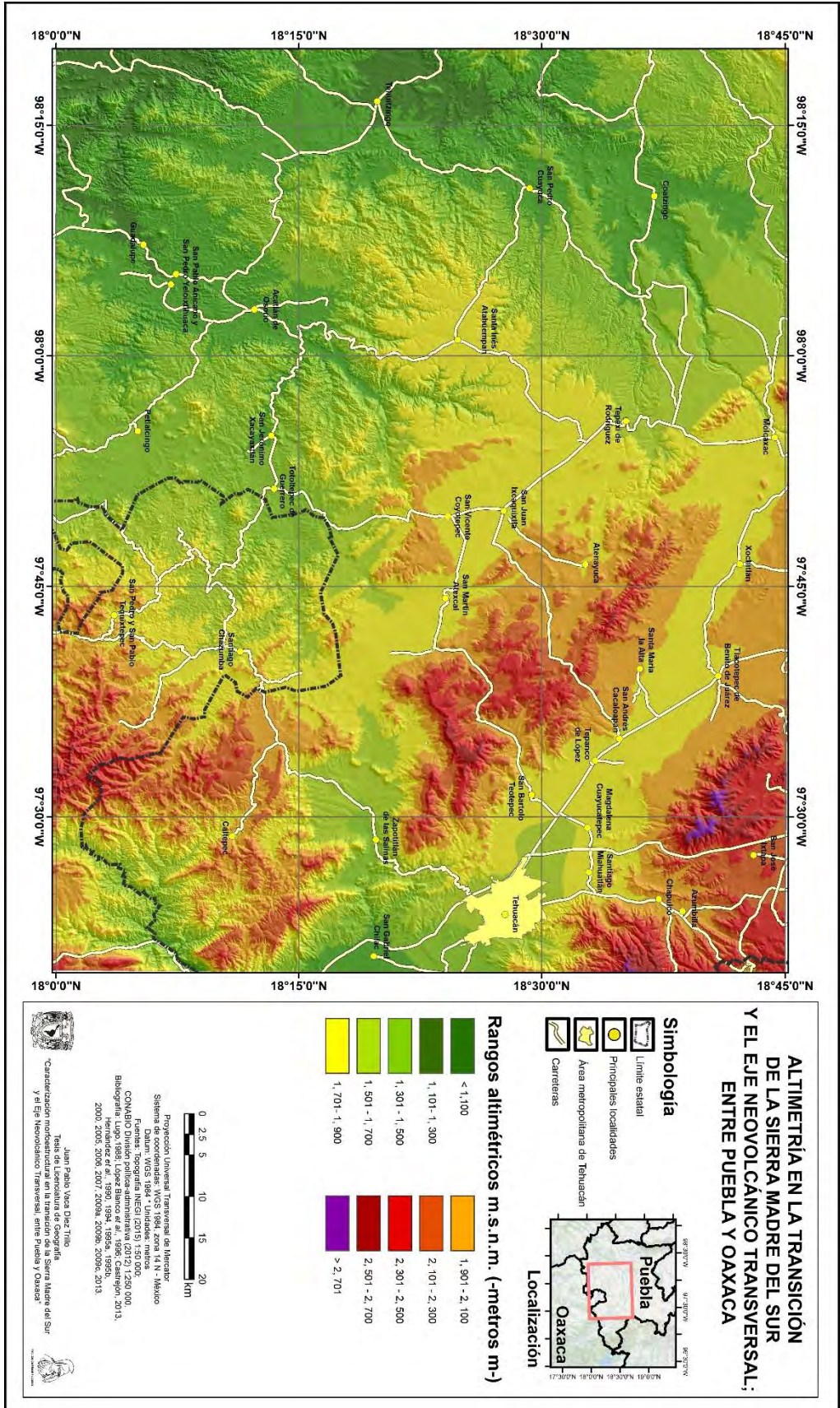
Los mapas geomorfológicos preliminares A son los antes descritos en el capítulo III Metodología, estos están en los sobres de anexos correspondientes (A2), y son:

- A2.1. Mapa altimétrico;
- A2.2. Mapa de clasificación de pendientes;
- A2.3. Mapa de orientación de laderas;
- A2.4. Mapa de energía del relieve;
- A2.5. Mapa de clasificación de corrientes y patrón de drenaje;
- A2.6. Mapa de densidad de corrientes;
- A2.7. Mapa de profundidad de erosión;
- A2.8. Mapa de caracterización de morfoalineamientos; y,
- A2.9. Mapa de densidad de morfoalineamientos.

A3. Mapas geomorfológicos preliminares B

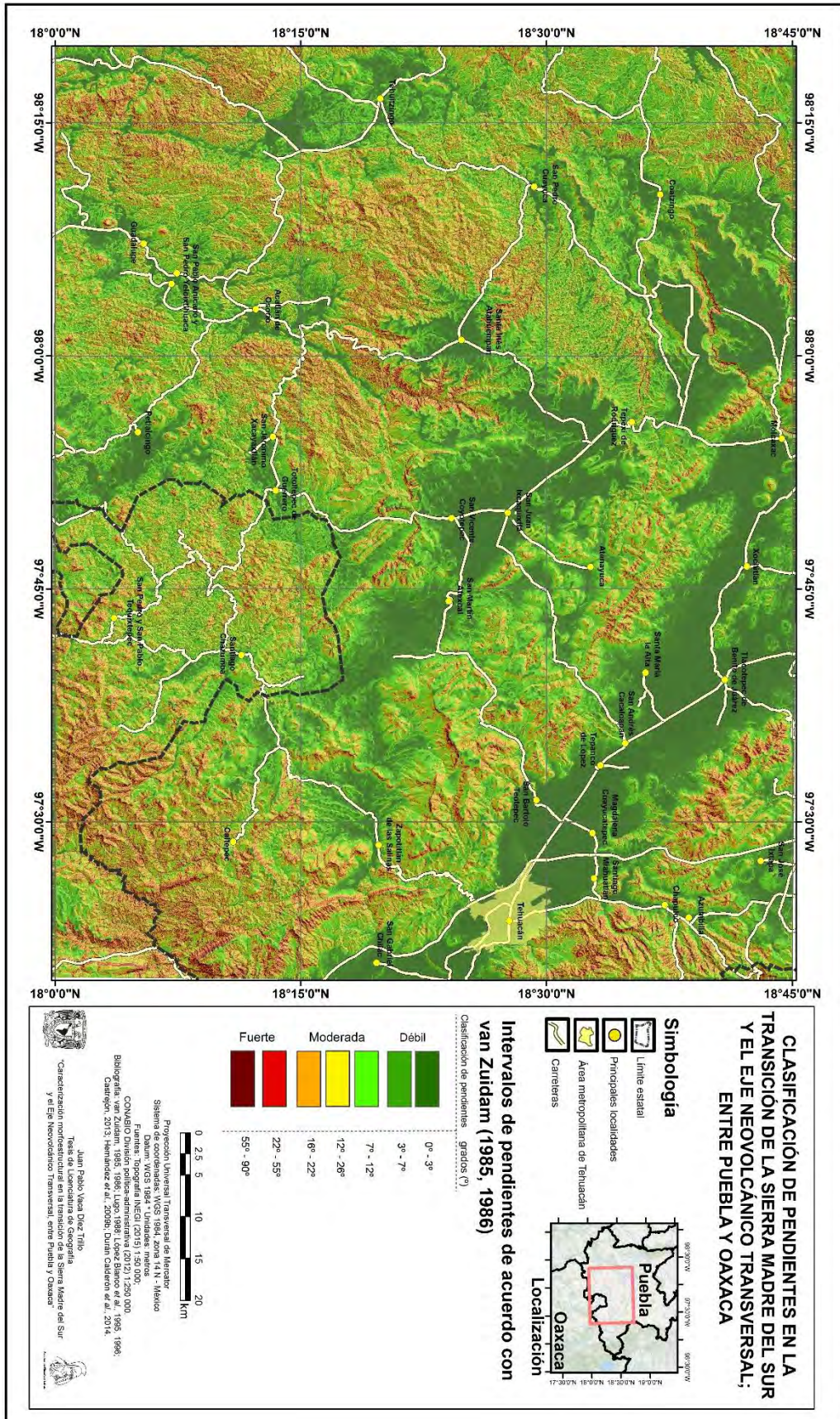
Los mapas geomorfológicos preliminares B son los antes descritos en el capítulo III Metodología, estos están en los sobres de anexos correspondientes (A3), y son:

- A.3.1. Mapa de bloques morfoestructurales de orden III y IV; y,
- A.3.2. Mapa para la caracterización morfoestructural: alturas (cimas) máximas y morfoisohipsas.

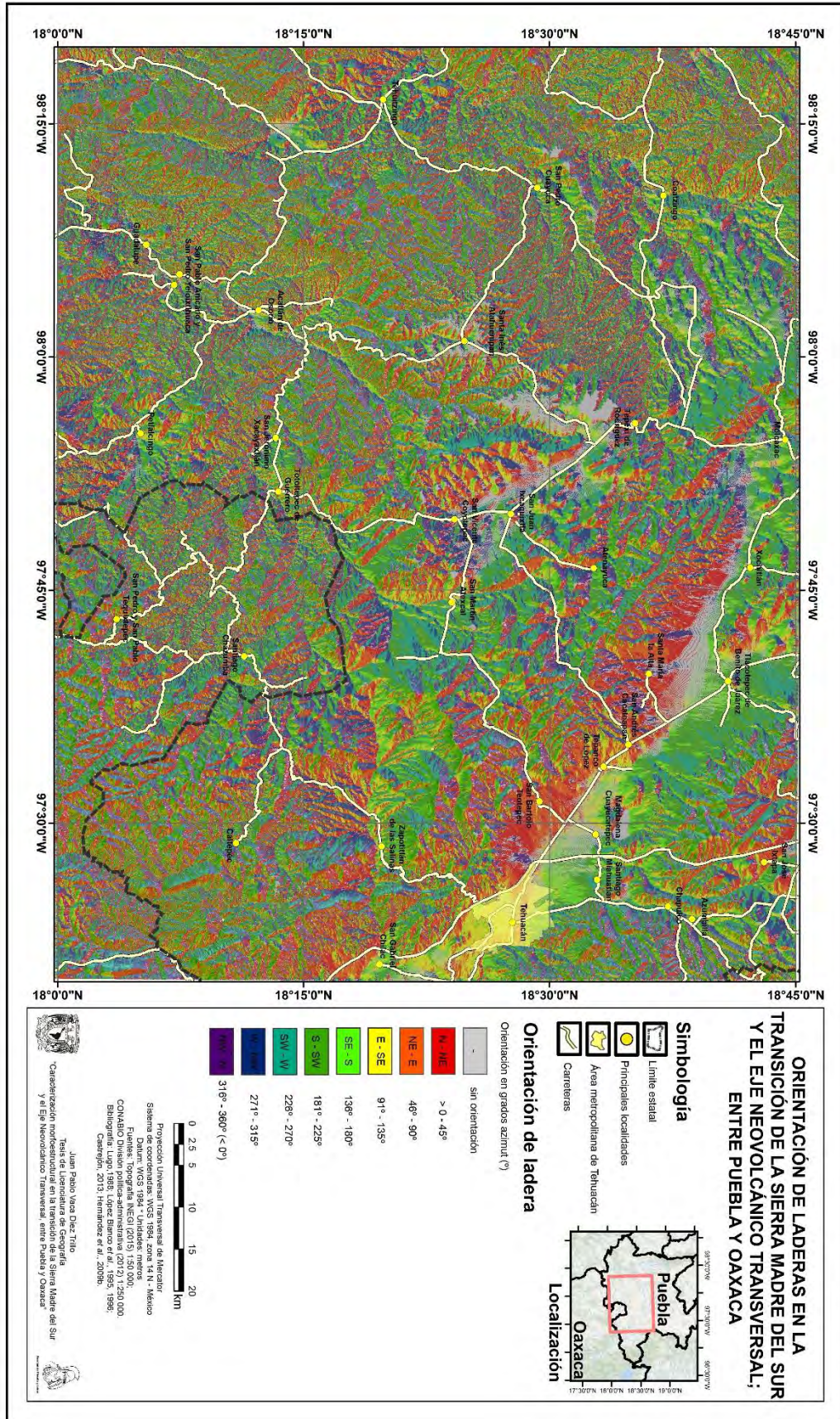


A2.1 Mapa altimétrico.

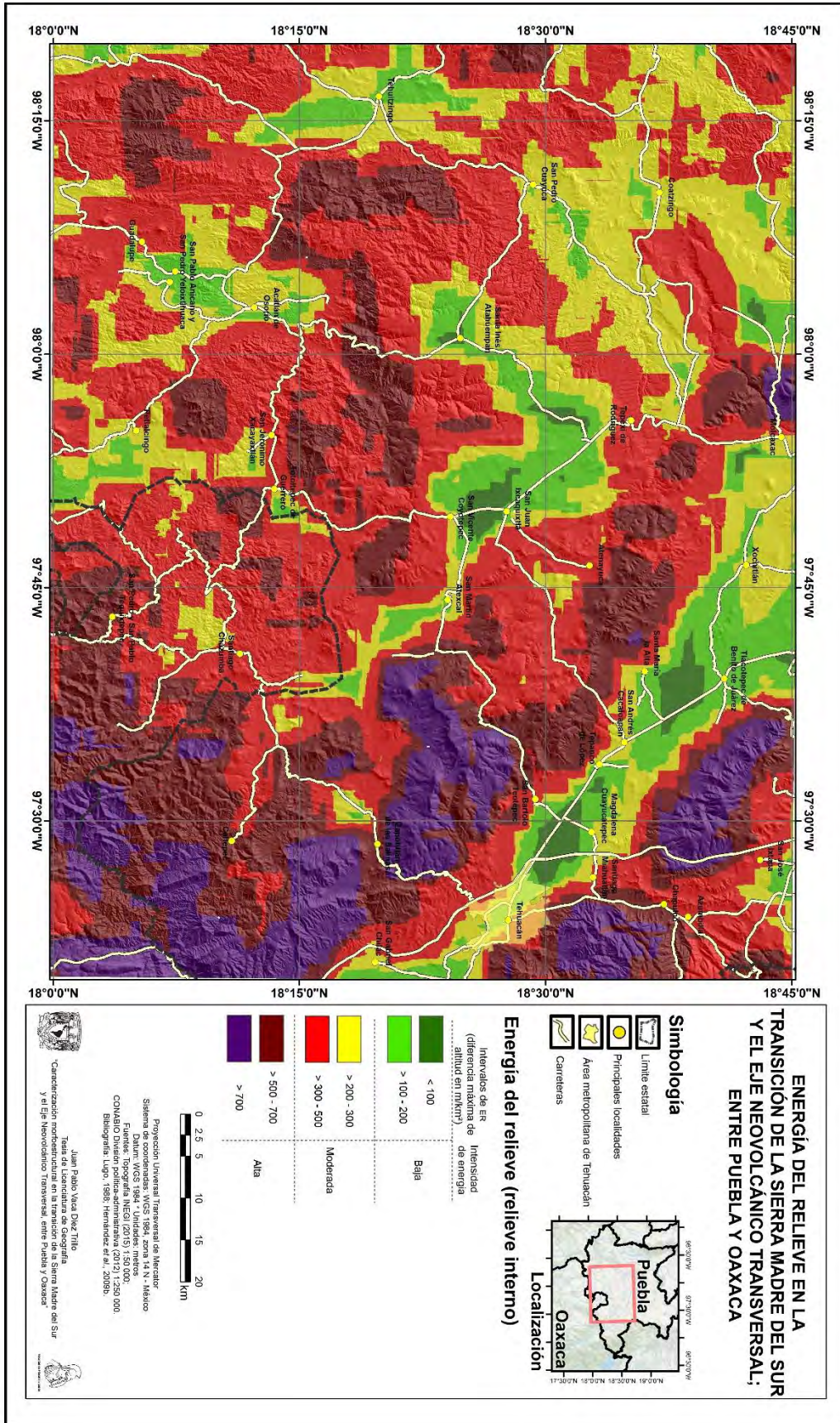
A2.2. Mapa de clasificación de pendientes.



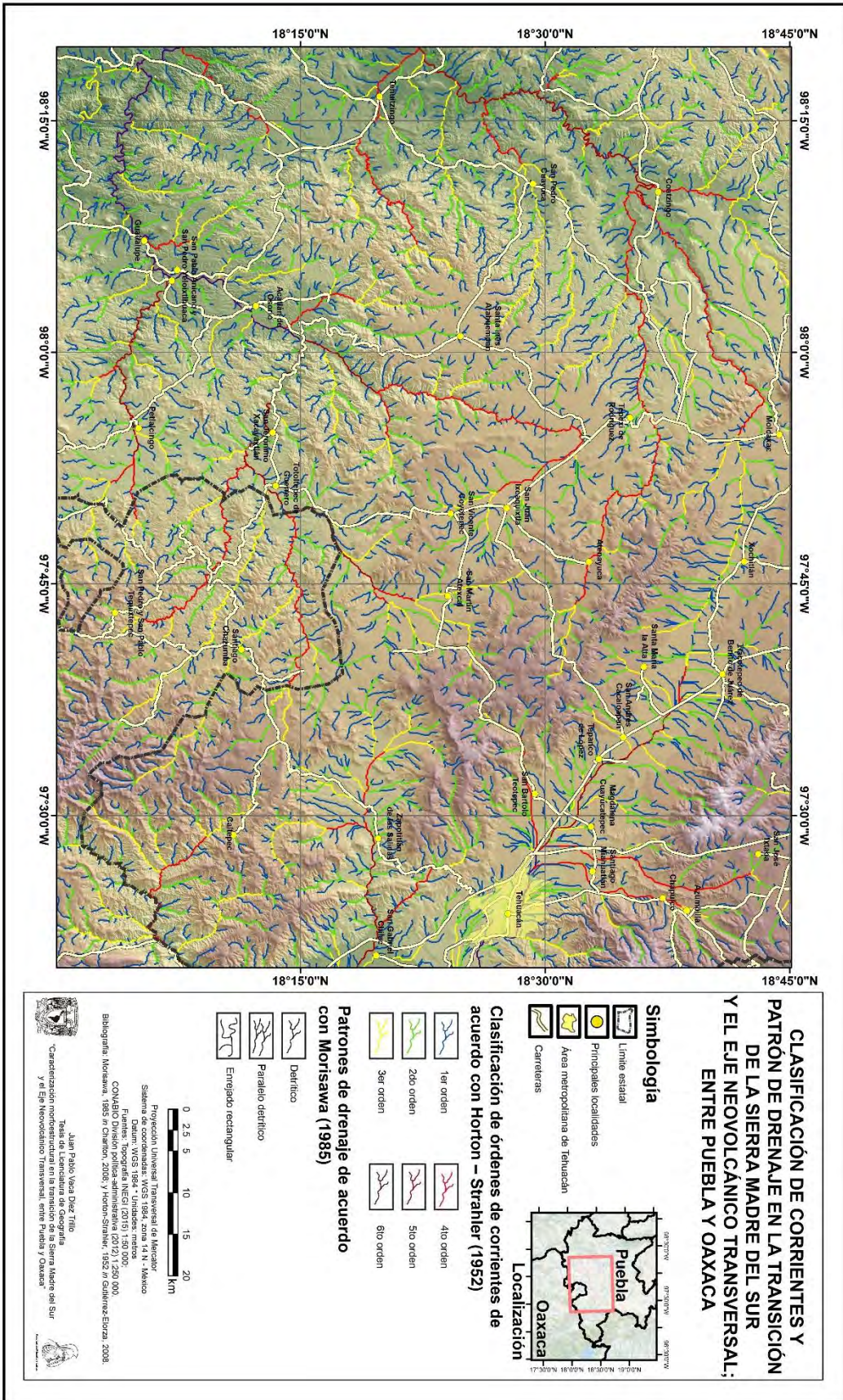
A2.3. Mapa de orientación de laderas.

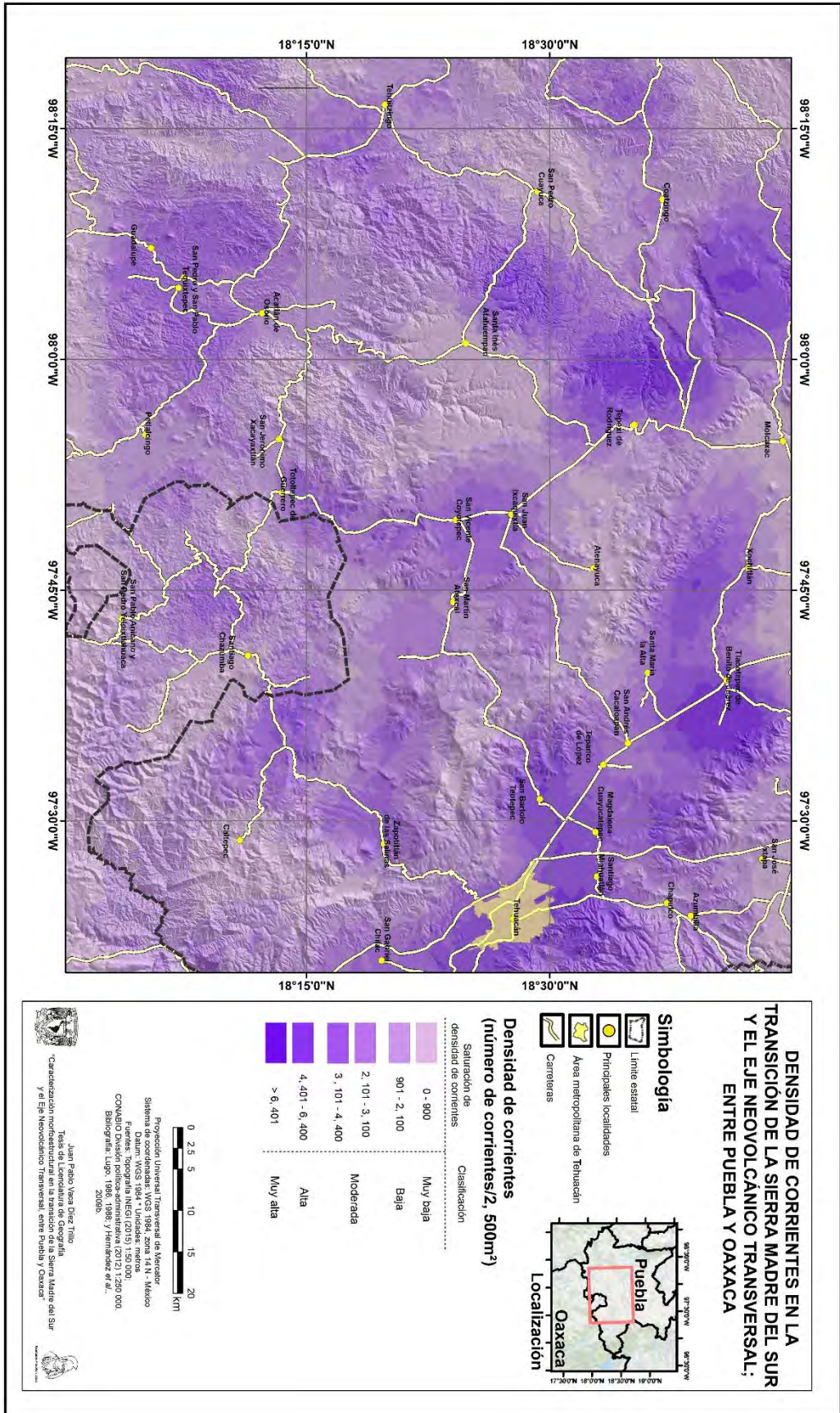


A2.4. Mapa de energía del relieve.



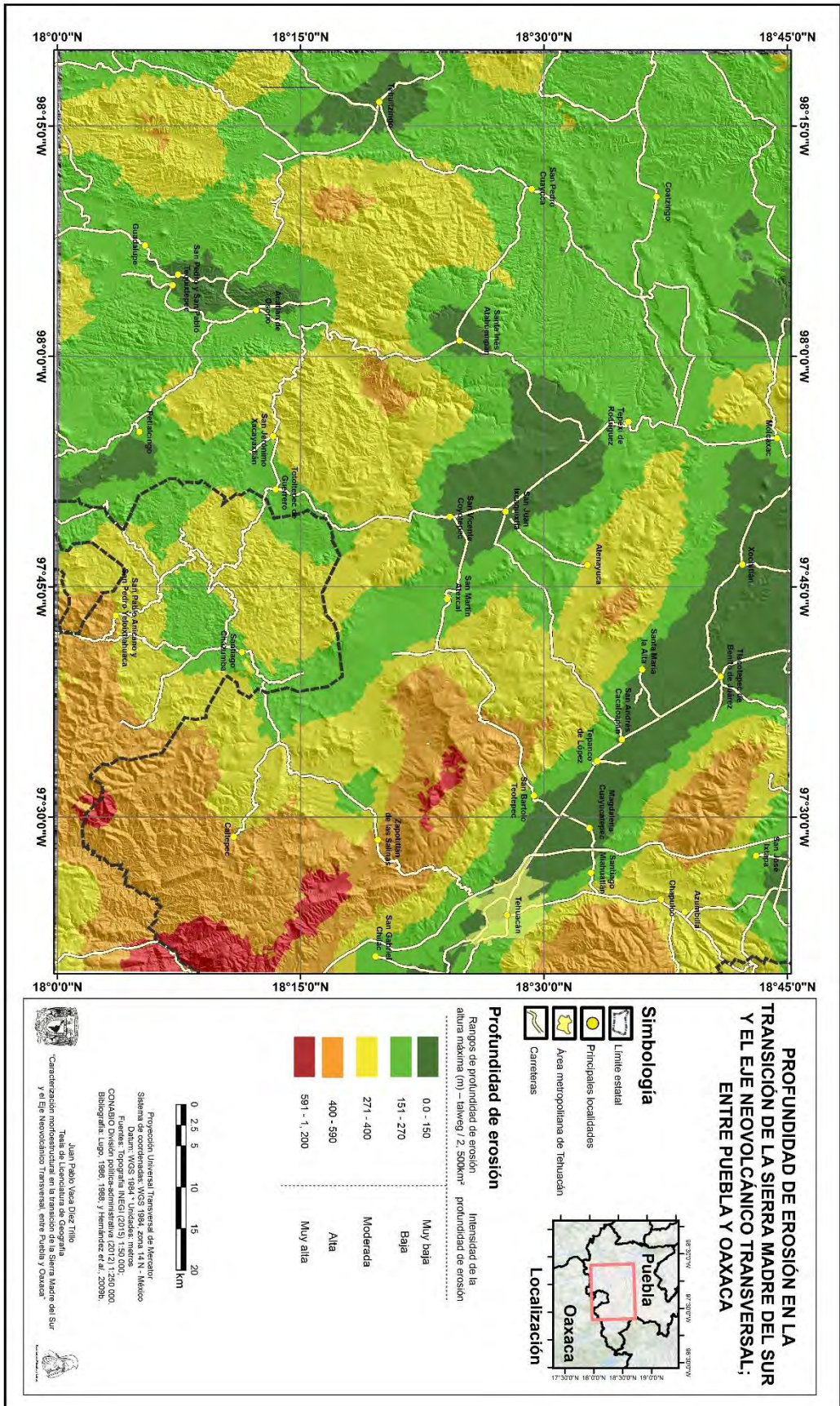
A2.5. Mapa de clasificación de corrientes y patrón de drenaje.

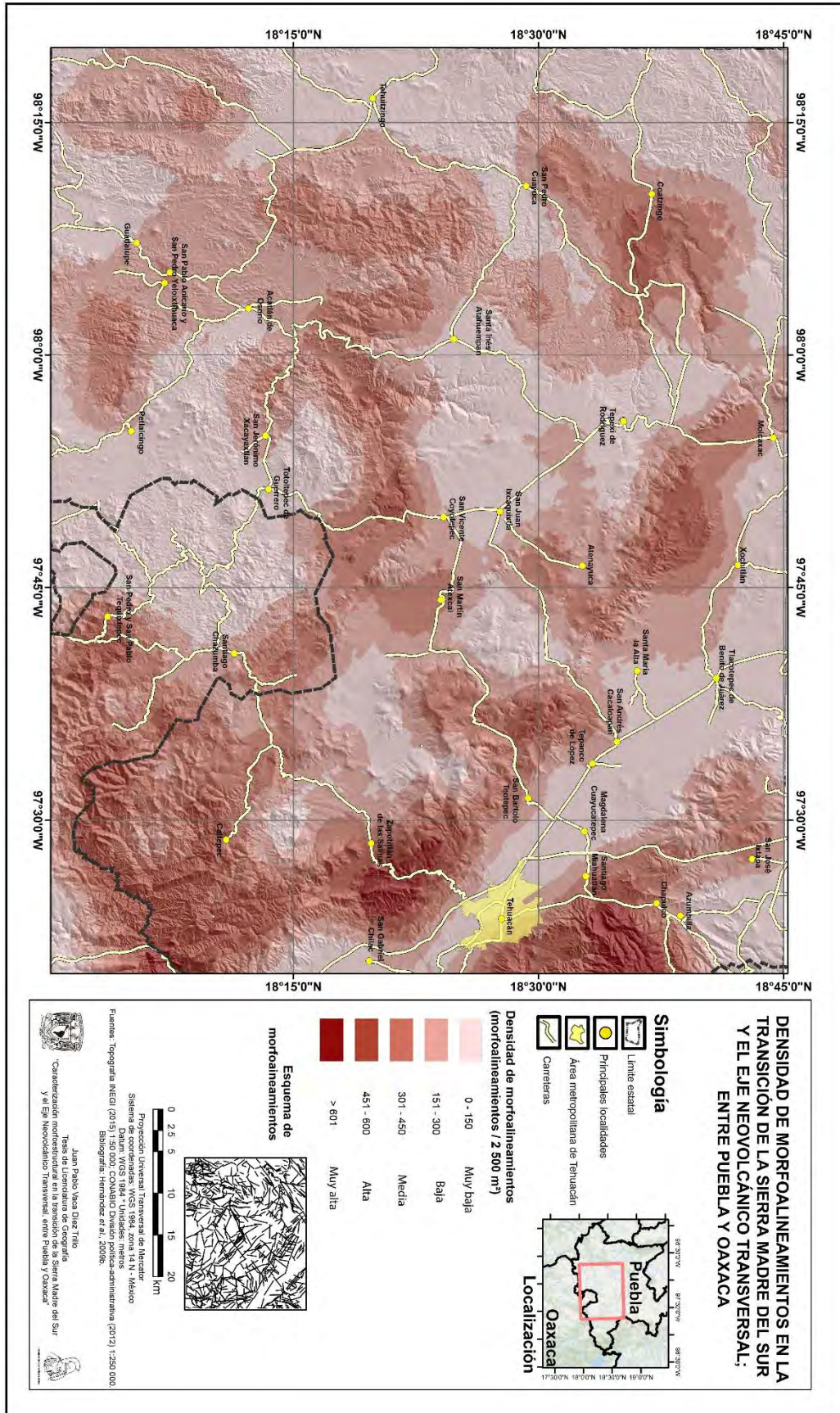




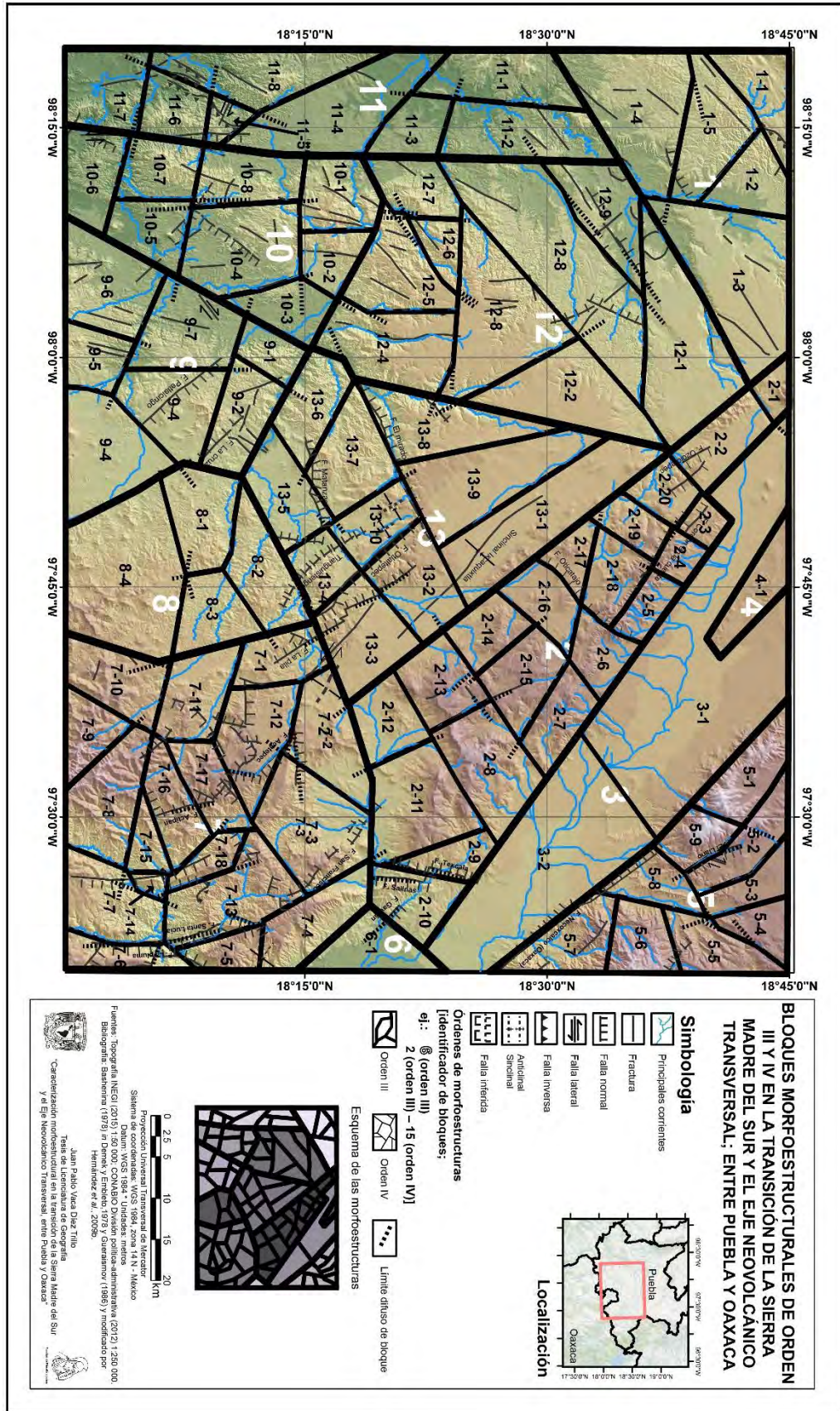
A2.6. Mapa de densidad de corrientes.

A2.7. Mapa de profundidad de erosión.

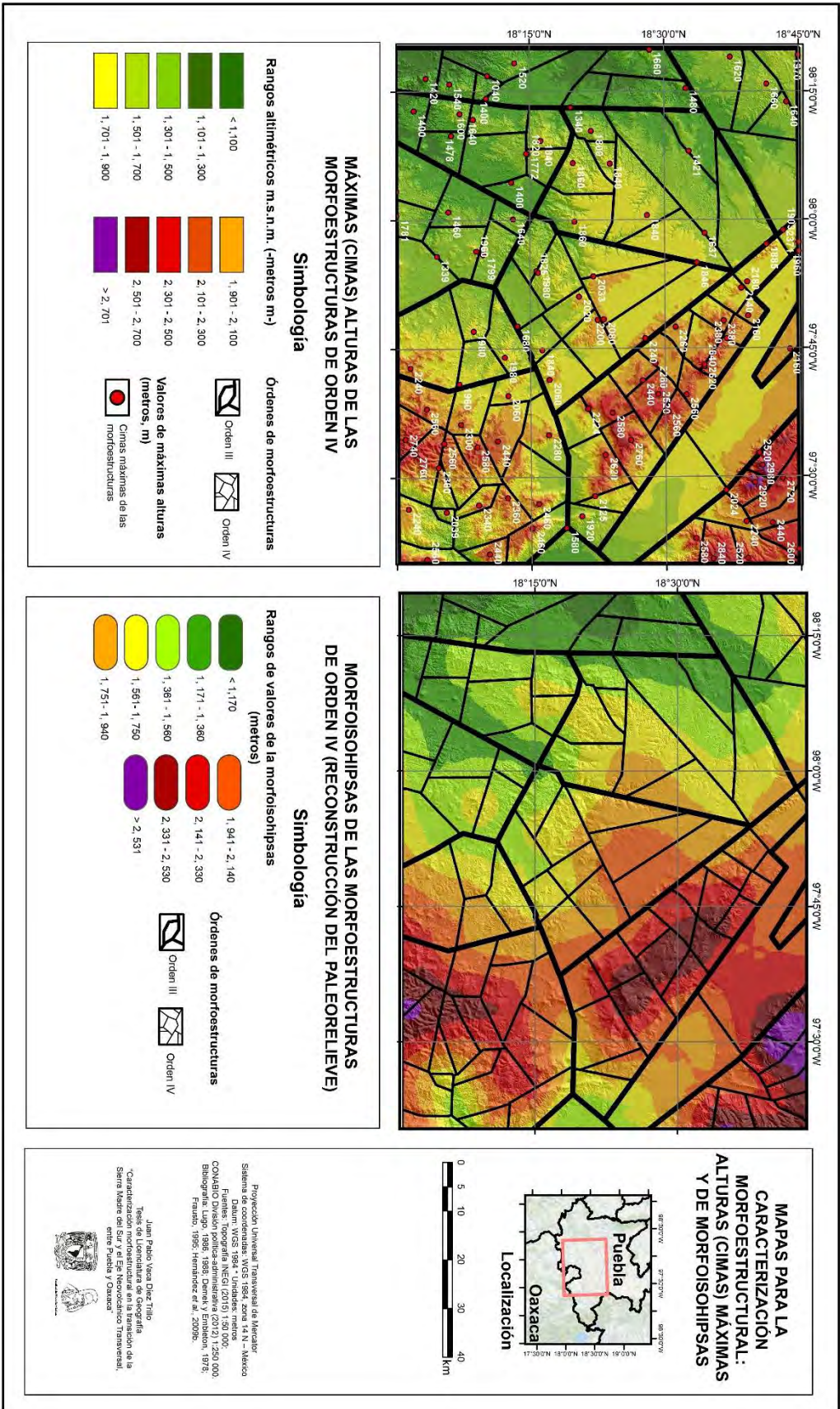




A2.9. Mapa de densidad de morfoalineamientos.



A3.1. Mapa de bloques morfoestructurales de orden III y IV.

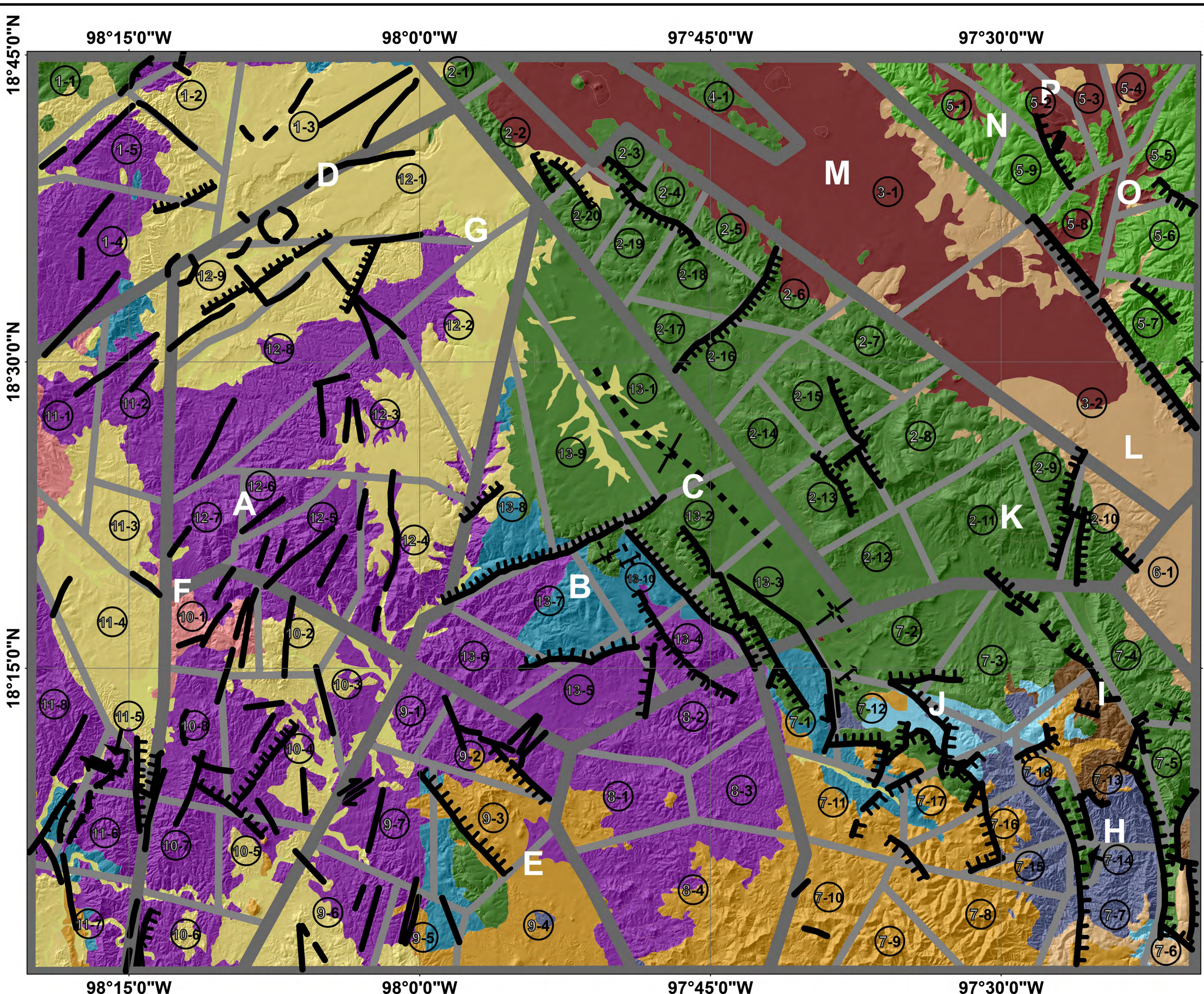


A.3.2. Mapa para la caracterización morfoestructural: alturas (cimas) máximas y morfoislipasas.

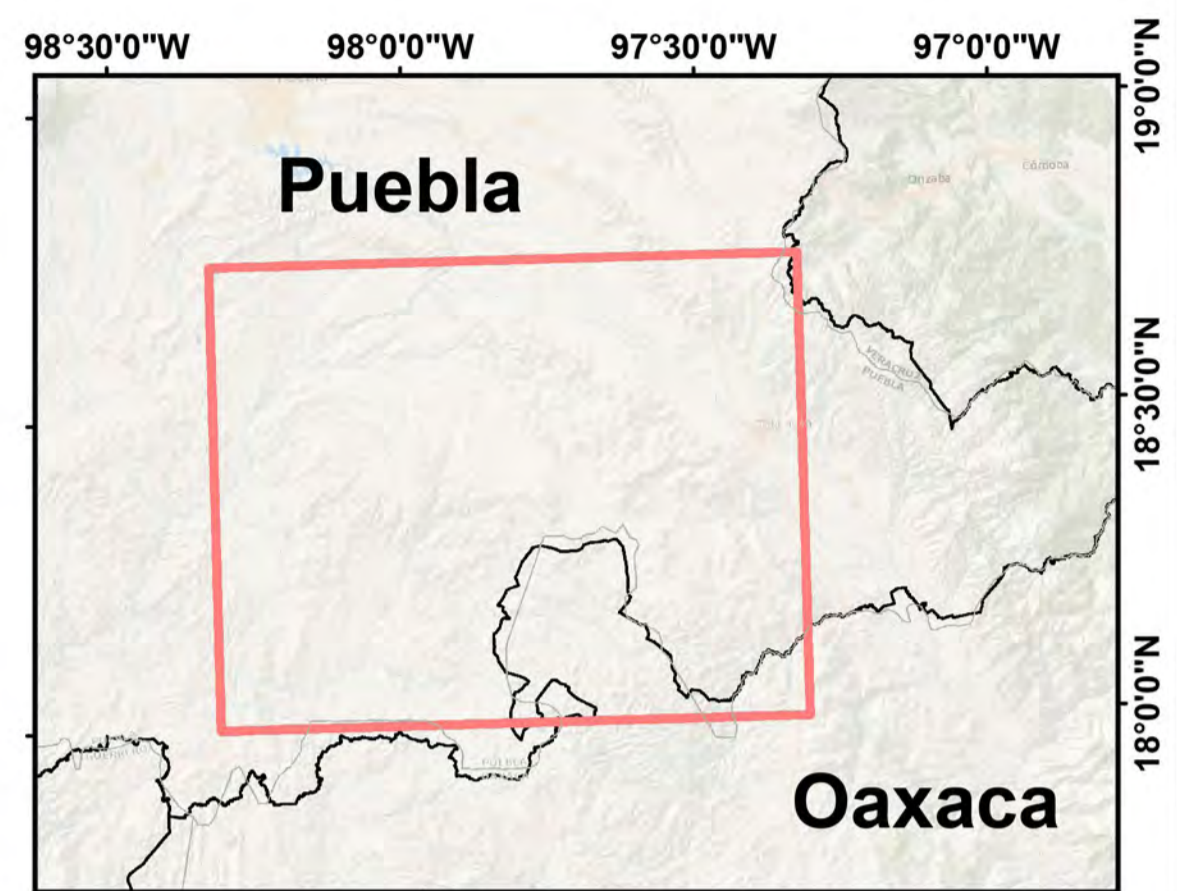
A4. Mapas geomorfológicos definitivos

Los mapas geomorfológicos definitivos son los que corresponden al capítulo IV Resultados, estos están en los sobres de anexos correspondientes (A4), y son:

1. Mapa de los basamentos geológicos;
2. Mapa del carácter litomorfoestructural;
3. Mapa de las categorías y subcategorías del relieve;
4. Mapa de la clasificación morfoestructural;
5. Mapa de la interpretación morfotectónica; y,
6. Mapa de la caracterización morfoestructural.



BASAMENTOS GEOLÓGICOS EN LA TRANSICIÓN DE LA SIERRA MADRE DEL SUR Y EL EJE NEOVOLCÁNICO TRANSVERSAL; ENTRE PUEBLA Y OAXACA



Simbología

Estructuras geológicas

Órdenes de morfoestructuras
[identificador de bloques; ej.: ③ (orden III) – 1 (orden IV)]

--	--

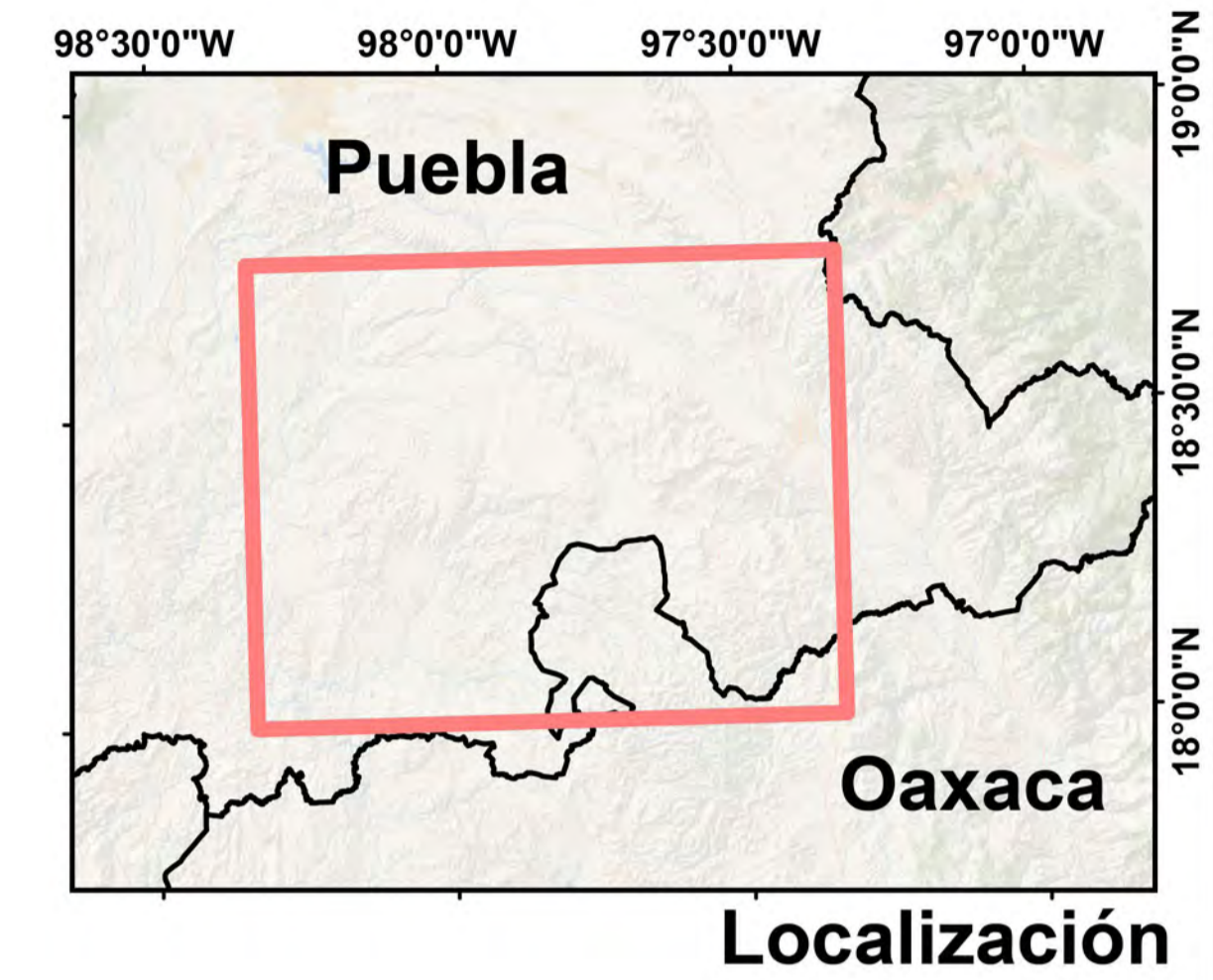
- Complejos litológicos (basamento litológico)**
Nivel II morfoestructural, de acuerdo con Hernández-Santana *et al.*, 2009
- A** Complejo Paleozoico Acatlán (metamórfico – cristalino del Cámbrico – Devónico), del Terreno Mixteco;
 - B** Complejo Jurásico Medio Tecomazúchil – Tecocoyunca (tubidítico – tobáceo del Bajociano – Calloviano) del Terreno Mixteco;
 - C** Complejo Cretácico Temprano – Tardío Zicapa – Morelos – Mezcala – Miahuatpec – San Juan Raya – Zapotitlán (carbonatado – sedimentario – volcánoclastico del Berrisiano – Santoniano/Campaniano) del Terreno Mixteco;
 - D** Complejo Paleógeno Balsas – Pie de Vaca – Cuayuca (sedimentario conglomerático – volcánoclastico del Eoceno Tardío – Oligoceno Medio) del Terreno Mixteco;
 - E** Complejo Paleógeno Huajuapán – Buenavista (sedimentario – volcánoclasticos del Eoceno – Oligoceno) del Terreno Mixteco;
 - F** Complejo Paleógeno Tilzapotla (volcánoclastico del Eoceno – Oligoceno) del Terreno Mixteco;
 - G** Complejo del Paleógeno – Cuaternario Coatzacoajoc – Aluvial cuaternario (aluviones – travertinos del Eoceno/Oligoceno – Holoceno) del Terreno Mixteco;
 - H** Complejo Precámbrico Oaxaca (metamórfico – cristalino del Precámbrico) del Terreno Zapoteco;
 - I** Complejo Paleozoico Tardío Matzitzil (tubidítico de sutura del Pensilvánico) del Terreno Zapoteco;
 - J** Complejo Jurásico Medio Tecomazúchil (tubidítico – tobáceo del Bathonianio – Calloviano) del Terreno Zapoteco;
 - K** Complejo Cretácico Temprano – Medio Miahuatpec – Orizaba – San Juan Raya, Zapotitlán (carbonatado – conglomerático del Barremiano – Cenomaniano) del Terreno Zapoteco;
 - L** Complejo Paleógeno – Neógeno Tehuacán – Tamazulapán (sedimentario – travertino – volcánoclastico del Paleoceno – Mioceno Temprano/Medio) del Terreno Zapoteco;
 - M** Complejo Neógeno – Cuaternario Derrumbadas – Citlatépetl (tobáceas – volcánoclasticas andesitas, basaltos, riolitas, dacitas e ignimbritas del Mioceno – Holoceno) del Terreno Zapoteco;
 - N** Complejo Cretácico Temprano – Tardío Chivillas – Maltrata – Orizaba (carbonatado – conglomerático – volcánoclastico del Valanginiano – Coniaciano) del Terreno Cuicateco;
 - O** Complejo Paleógeno – Neógeno Tehuacán (sedimentario – travertino – volcánoclastico del Paleoceno – Mioceno Temprano/Medio) del Terreno Cuicateco;
 - P** Complejo Neógeno – Cuaternario Derrumbadas – Citlatépetl (tobáceas – volcánoclasticas andesitas, basaltos, riolitas, dacitas e ignimbritas del Mioceno – Holoceno) del Terreno Cuicateco.

0 5 10 20 km

Proyección Universal Transversal de Mercator
Sistema de coordenadas: WGS 1984, zona 14 N - México
Datum: WGS 1984 * Unidades: metros
Fuentes: Topografía INEGI (2015) 1:50 000;
CONABIO División política-administrativa (2012) 1:250 000.
Bibliografía: capítulo II y IV, - Bashenina, (1978) - Guerasimov (1986); modificado por Hernández, 2009b.

Juan Pablo Vaca Díez Trillo
Tesis de Licenciatura de Geografía
"Caracterización morfoestructural en la transición de la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico Transversal, entre Puebla y Oaxaca"

CARÁCTER LITOMORFOESTRUCTURAL EN LA TRANSICIÓN DE LA SIERRA MADRE DEL SUR Y EL EJE NEOVOLCÁNICO TRANSVERSAL; ENTRE PUEBLA Y OAXACA



Simbología

Estructuras geológicas

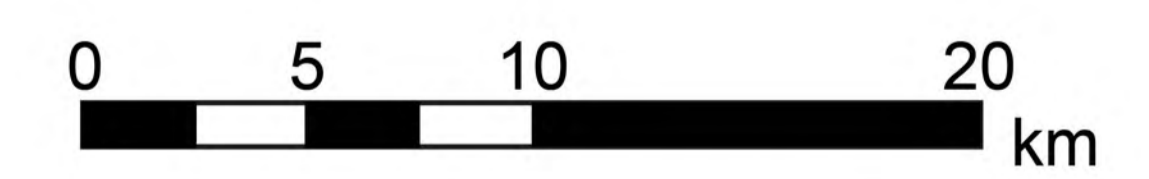
- Fractura
- Falla normal
- Falla inversa
- Falla lateral
- Anticinal Sinclinal
- Falla inferida

Morfoestructuras

- Orden III
- Orden IV

Carácter litomorfoestructural (grado de modelado morfoestructural)
Nivel III morfoestructural, de acuerdo con Hernández-Santana, 2009

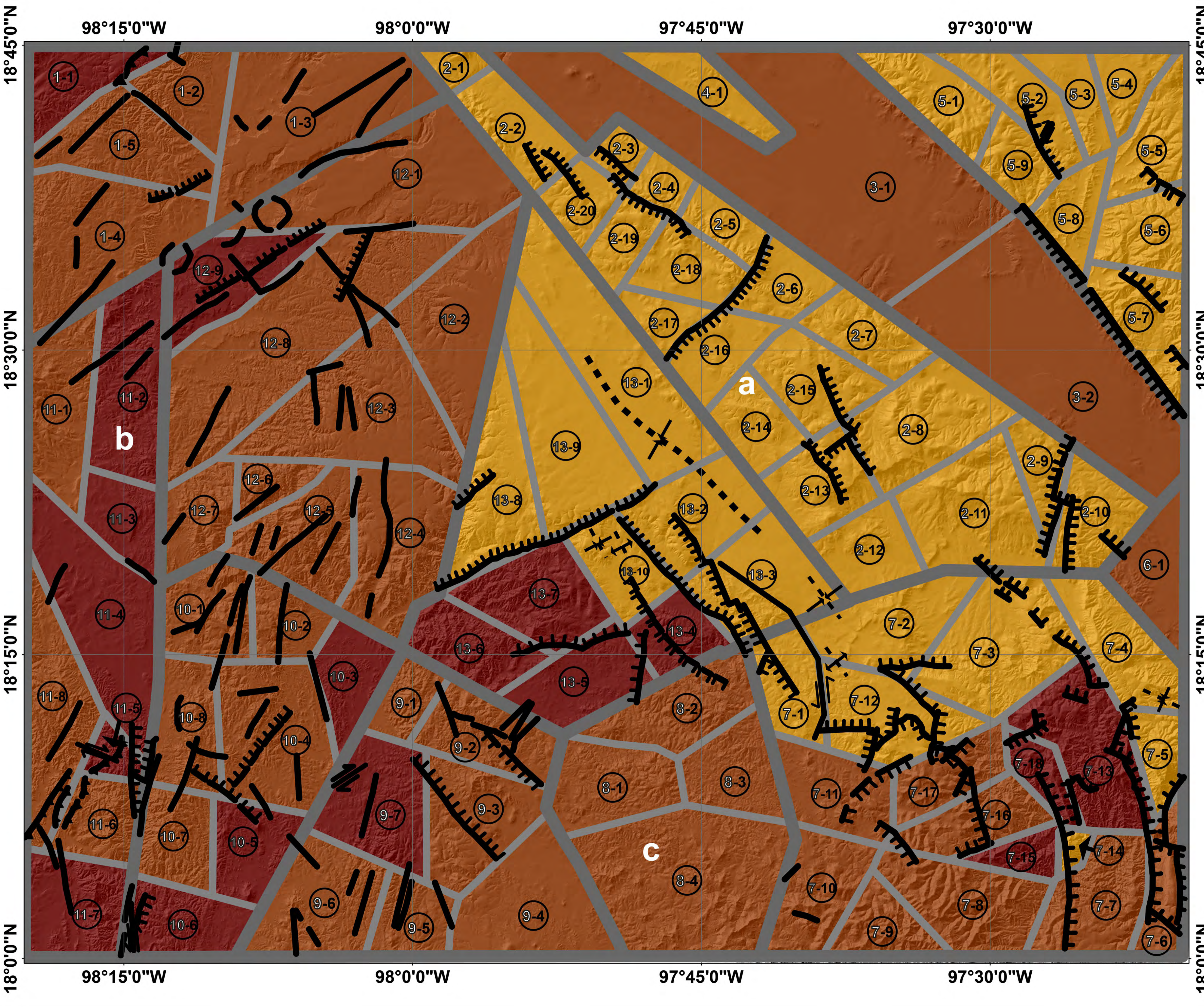
- a** Relieve estructuro-denudativo, formado sobre el complejo carbonatado – calcáreo y evaporítico, con expresión de "blindaje litológico";
- b** Relieve erosivo-tectónico, formado sobre los complejos metamórfico - cristalino, calcáreos y tobáceos;
- c** Relieve denudativo-erosivo, formado sobre el complejo metamórfico y volcano sedimentario.

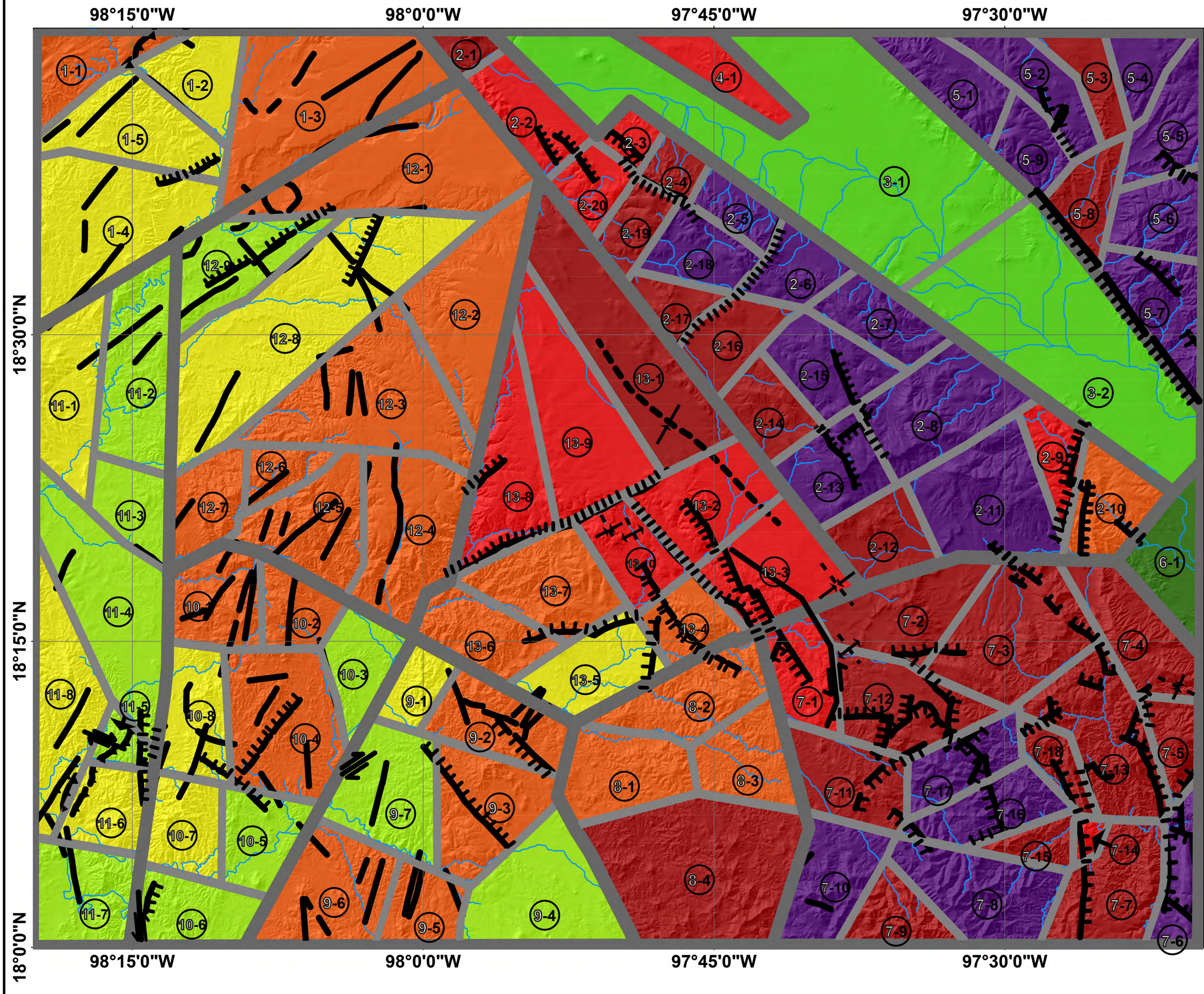


Proyección Universal Transversal de Mercator
 Sistema de coordenadas: WGS 1984, zona 14 N - México
 Datum: WGS 1984 * Unidades: metros
 Fuentes: Topografía INEGI (2015) 1:50 000;
 CONABIO División política-administrativa (2012) 1:250 000.
 Bibliografía: capítulo II y IV, Bashenina, (1978) - Guerasimov (1986); modificado por Hernández, 2009b.

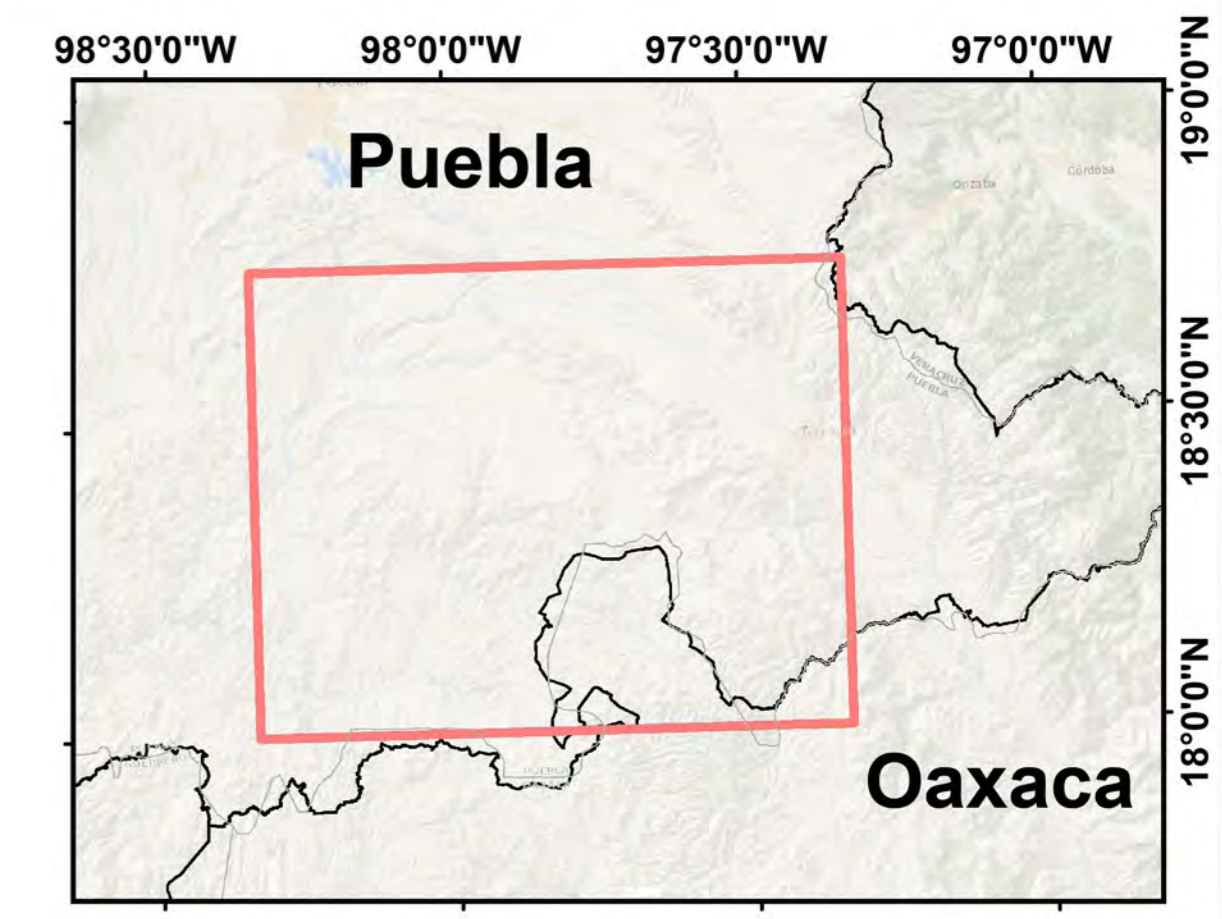


Juan Pablo Vaca Díez Trillo
 Tesis de Licenciatura de Geografía
 "Caracterización morfoestructural en la transición de la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico Transversal, entre Puebla y Oaxaca"





CATEGORIAS Y SUBCATEGORIAS DEL RELIEVE EN LA TRANSICIÓN DE LA SIERRA MADRE DEL SUR Y EL EJE NEOVOLCÁNICO TRANSVERSAL; ENTRE PUEBLA Y OAXACA



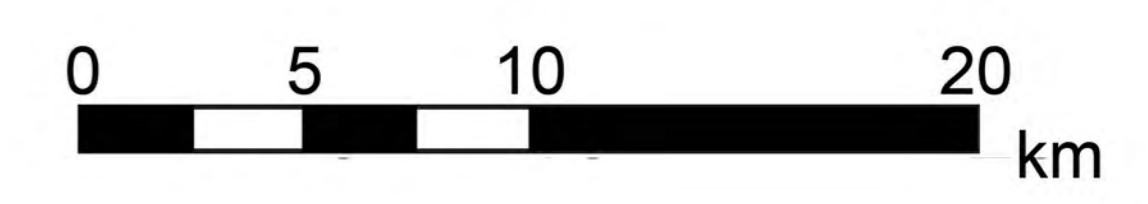
Simbología

- Principales corrientes
- Estructuras geológicas**
- Fractura
- Falla normal
- Falla inversa
- Falla lateral
- Anticinal Sinclinal
- Falla inferida
- Órdenes de morfoestructuras**
[identificador de bloques; ej.: ⑥ (orden III) – 1 (orden IV)]
- Orden III
- Orden IV

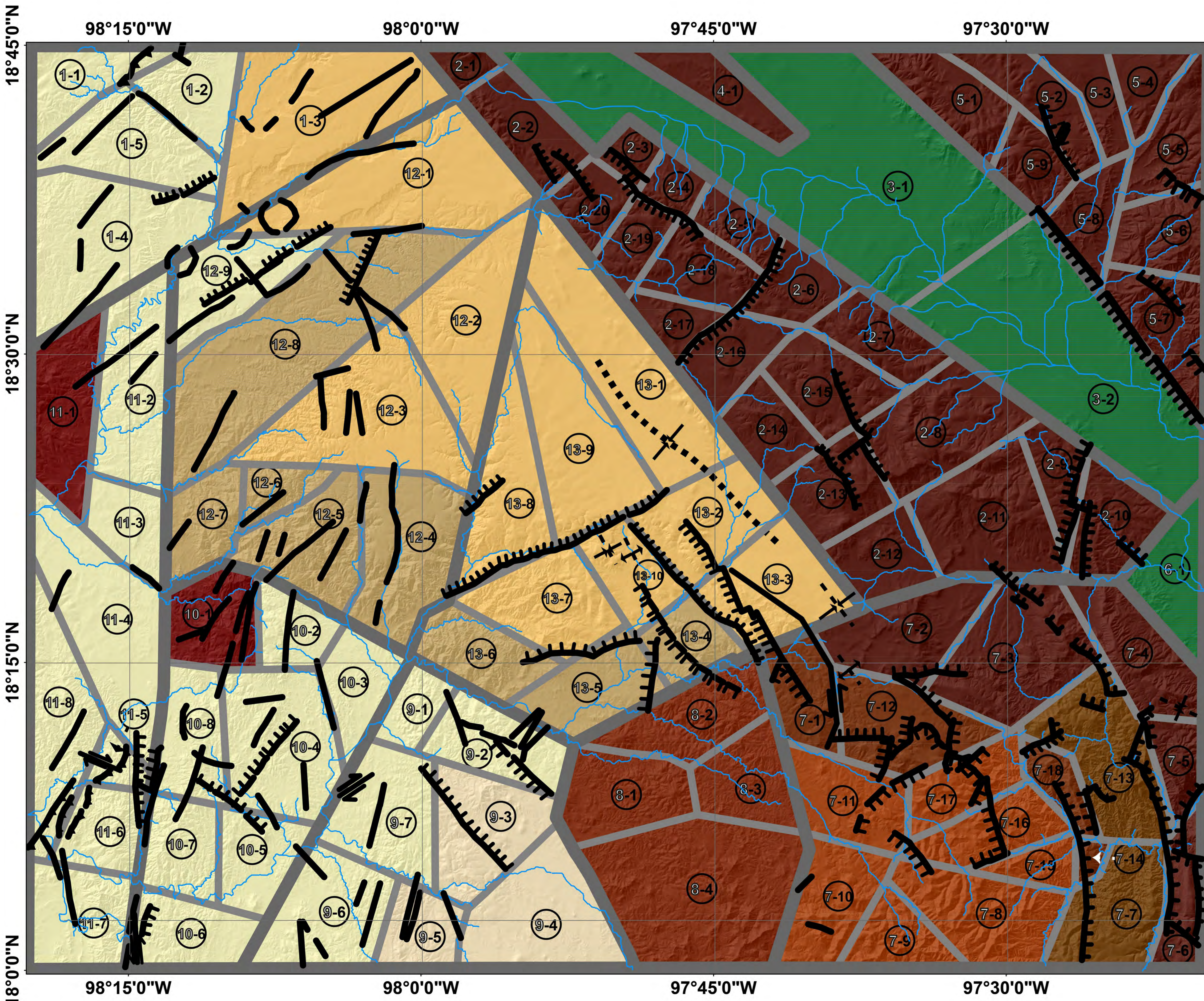
Categorías y subcategorías del relieve con base en la propuesta de Hernández-Santana *et al.*, 2009, partiendo del relieve a nivel global (Bashenina, 1988) y regional (Hernández-Santana *et al.*, 2009) modificadas para Puebla y Oaxaca, y nivel insular, como referencia: Cuba (Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de Cuba, 1989); H: altura (metros: m.s.n.m.)

Nivel IV morfoestructural; de acuerdo con Hernández-Santana *et al.*, 2009.

	Montañas altas	2 501 < H ≤ 2 980 m
	Montañas medias	2 201 < H ≤ 2 500 m
	Montañas bajas	2 001 < H ≤ 2 200 m
	Premontañas	1 701 < H ≤ 2 000 m
	Elevaciones y lomeríos altos	1 501 < H ≤ 1 700 m
	Elevaciones y lomeríos medios	901 < H ≤ 1 500 m
	Planicies altas	2 600 > H ≥ 1 961 m
	Planicies medias	1 960 > H ≥ 1 431 m



Proyección Universal Transversal de Mercator
 Sistema de coordenadas: WGS 1984, zona 14 N - México
 Datum: WGS 1984 * Unidades: metros
 Fuentes: Topografía INEGI (2015) 1:50 000;
 CONABIO División política-administrativa (2012) 1:250 000.
 Bibliografía: capítulo II y IV, Bashenina, (1978) - Guerassimov (1986); modificado por Hernández, 2009b.



CLASIFICACIÓN MORFOESTRUCTURAL EN LA TRANSICIÓN DE LA SIERRA MADRE DEL SUR Y EL EJE NEOVOLCÁNICO TRANSVERSAL; ENTRE PUEBLA Y OAXACA

Simbología

Principales corrientes

Estructuras geológicas

- Fractura
- Falla lateral
- Falla normal
- Falla inversa
- Falla inferida
- Anticlinal Sinclinal

Órdenes de morfoestructuras

[identificador de bloques; ej.: ⑥ (orden III) – 1 (orden IV)]

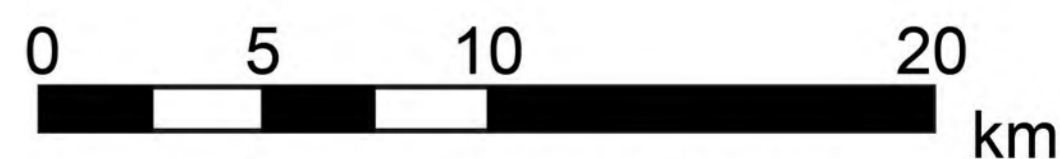
- Orden III
- Orden IV



Clasificación morfoestructural del relieve de acuerdo con Guerasimov, 1986, modificado por Hernández-Santana, 2009. Categorías del relieve (nivel IV); altura (H):

- MA.** Montañas altas (2 501 < H ≤ 2 980 m)
- MM.** Montañas medias (2 201 < H ≤ 2 500 m)
- MB.** Montañas bajas (2 001 < H ≤ 2 200 m)
- PM.** Premontañas (1 701 < H ≤ 2 000 m)
- LG.** Lomeríos y elevaciones grandes (1 501 < H ≤ 1 700 m)
- LM.** Lomeríos y elevaciones medias (901 < H ≤ 1 500 m)
- PA.** Planicies altas (1 961 < H ≤ 2 500 m)
- PM.** Planicies medias (1 431 < H ≤ 1 960 m)

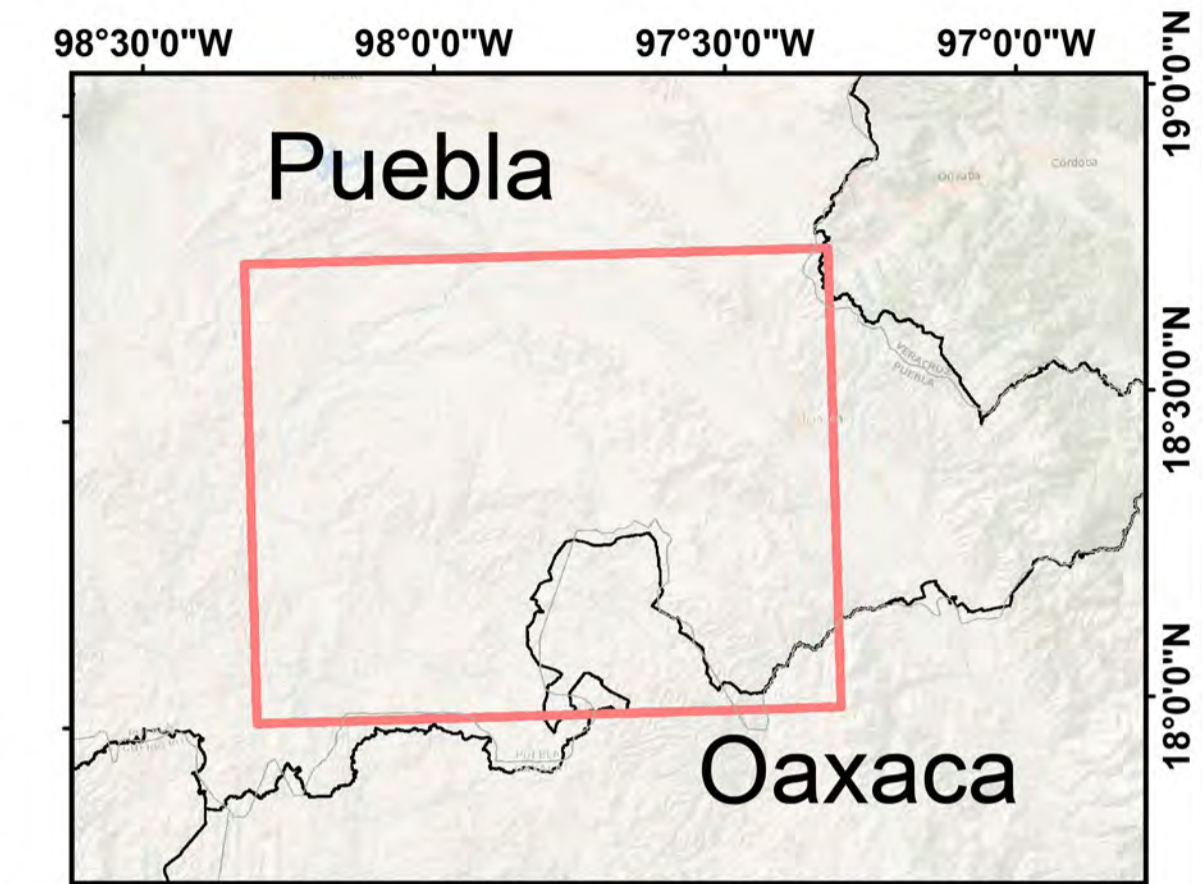
- Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico: **MA.** bloques: 2-5, 2-6, 2-7, 2-8, 2-15, 2-11, 2-13, 2-18, 5-1, 5-2, 5-4, 5-5, 5-6, 5-7, 5-9 y 7-6; **MM.** bloques: 2-1, 2-4, 2-12, 2-14, 2-16, 2-17, 2-19, 5-3, 5-8, 7-2, 7-3, 7-4 y 7-5; **MB.** bloques: 2-2, 2-3, 2-9, 2-20 y 4-1; **PM.** bloque: 2-10.
- Bloques en plegamiento, escalonados, basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico: **MM.** bloques: 7-12 y 7-18; **MB.** bloques: 7-1 y 7-14.
- Bloques deformados, escalonados y basculados en estructura de transición *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Precámbrico y rocas sedimentarias del Mesozoico: **MM.** bloques: 7-7 y 7-13.
- Bloques escalonados y basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas volcánicas-sedimentarias del Cenozoico: **MA.** bloques: 7-8, 7-10, 7-16 y 7-17; **MM.** bloques: 7-9, 7-11 y 7-15.
- Bloques deformados, escalonados, basculados asimétricos y fracturados a la estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico: **MM.** bloque: 8-4; **PM.** bloques: 8-1, 8-2 y 8-3.
- Bloques escalonados y basculados en estructura monoclin; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico: **MM.** bloque: 13-1; **MB.** bloques: 13-2, 13-3, 13-8, 13-9 y 13-10; **PM.** bloques: 1-3, 12-1, 12-2, 12-3 y 13-7.
- Bloques escalonados y basculados en estructura monoclin periférico a la estructura *horst*; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas sedimentarias del Cenozoico: **PM.** bloques: 12-4, 12-5, 12-6, 12-7, 12-8, 13-4 y 13-6; **LG.** bloques: 12-8 y 13-5.
- Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánicas del Cenozoico: **PM.** bloque: 11-1; **LG.** bloque: 10-1.
- Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas sedimentarias del Cenozoico: **PM.** bloques: 9-3 y 9-5; **LG.** bloque: 9-4.
- Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico: **PM.** bloques: 1-2, 9-2, 9-6, 10-2 y 10-4; **LG.** bloques: 1-2, 1-4, 1-5, 9-1, 10-7, 10-8, 11-6 y 11-8; **LM.** bloques: 9-7, 10-3, 10-5, 10-6, 11-2, 11-3, 11-4, 11-5 y 11-7.
- Bloques basculados y escalonados en estructura graben; constituidos principalmente por rocas volcánicas-sedimentarias del Cenozoico: **PA.** bloques: 3-1 y 3-2; **PM.** bloque: 6-1.



Proyección Universal Transversal de Mercator
 Sistema de coordenadas: WGS 1984, zona 14 N - México. Datum: WGS 1984 * Unidades: metros
 Fuentes: Topografía INEGI (2015) 1:50 000; CONABIO División política-administrativa (2012) 1:250 000.
 Bibliografía: capítulo II y IV, Bashenina, (1978) - Guerasimov (1986); modificado por Hernández, 2009b.



MORFOTECTÓNICA EN LA TRANSICIÓN DE LA SIERRA MADRE DEL SUR Y EL EJE NEVOLCÁNICO TRANSVERSAL; ENTRE PUEBLA Y OAXACA



Simbología

- Principales corrientes
- Estructuras geológicas**
- Fractura
 - Falla lateral
 - Falla normal
 - Anticlinal Sinclinal
 - Falla inversa
 - Falla inferida

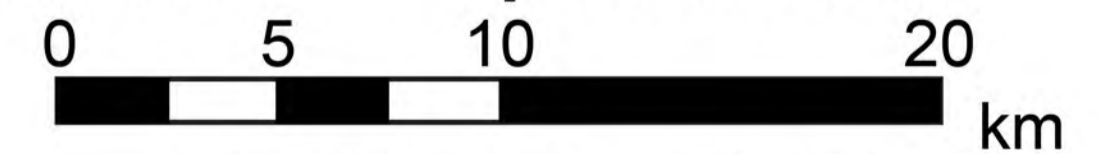
Órdenes de morfoestructuras [identificador de bloques; ej.: ③ (orden III) – 1 (orden IV)]

- Orden III
- Orden IV
- Principales características de los bloques morfoestructurales: orientación de basculamientos y valores de alturas máximas (cimas) de los bloques de las morfoestructuras de orden IV**
- Altura máxima en metros (cima)
 - Basculamiento general: SW
 - Basculamiento de los bloques: NW, NE, SE, SW

Categorías y subcategorías del relieve con base en la propuesta de Hernández-Santana et al., 2009, partiendo del relieve a nivel global (Bashenina, 1988) y regional (Hernández-Santana et al., 2009) modificadas para Puebla y Oaxaca, y nivel insular, como referencia: Cuba (Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de Cuba, 1989); H: altura (metros: m.s.n.m.)

Nivel IV morfoestructural; de acuerdo con Hernández-Santana et al., 2009.

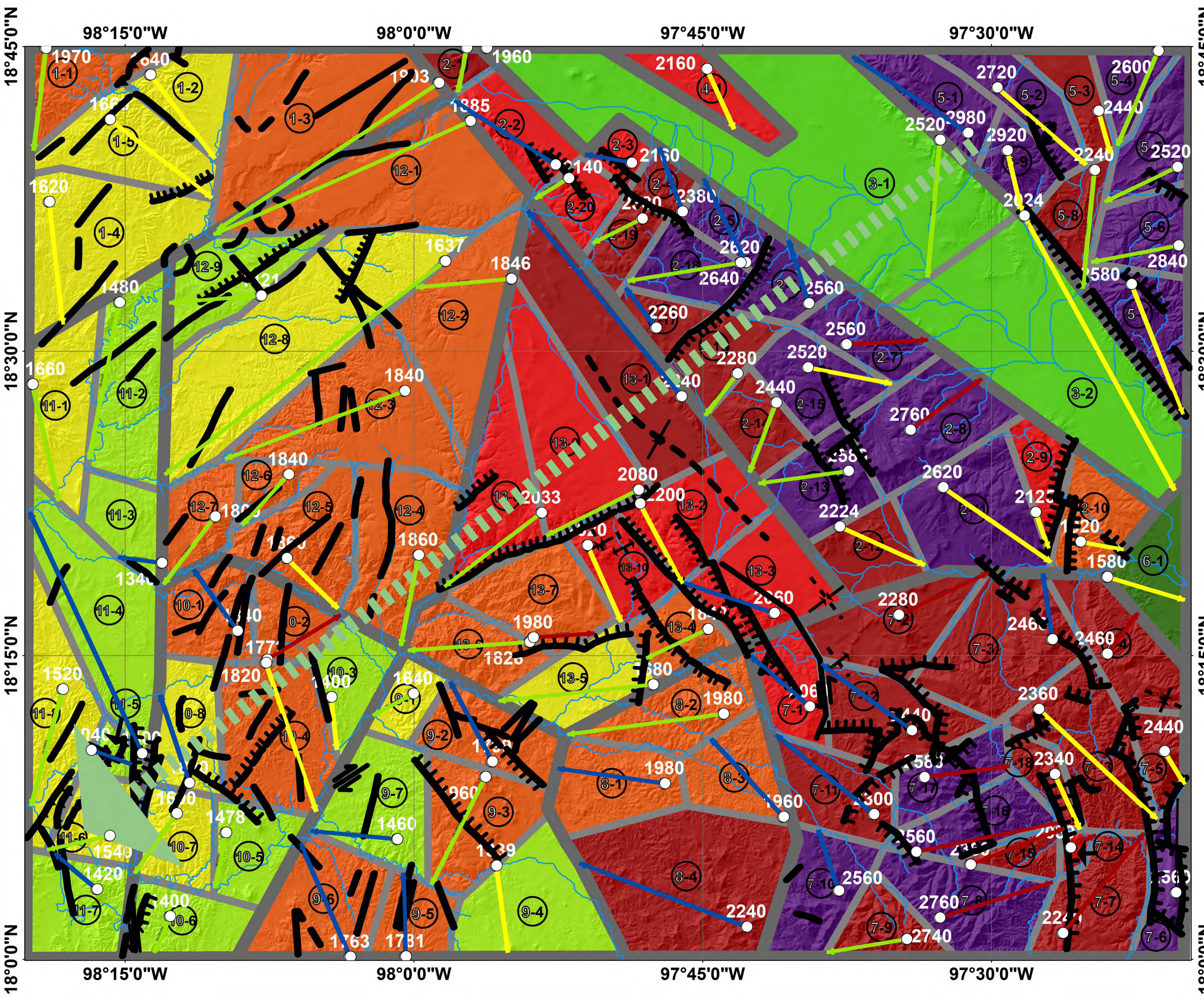
Montañas altas	2 501 < H ≤ 2 980 m
Montañas medias	2 201 < H ≤ 2 500 m
Montañas bajas	2 001 < H ≤ 2 200 m
Premontañas	1 701 < H ≤ 2 000 m
Elevaciones y lomeríos altos	1 501 < H ≤ 1 700 m
Elevaciones y lomeríos medios	901 < H ≤ 1 500 m
Planicies altas	2 600 > H ≥ 1 961 m
Planicies medias	1 960 > H ≥ 1 431 m



Proyección Universal Transversal de Mercator
 Sistema de coordenadas: WGS 1984, zona 14 N - México
 Datum: WGS 1984 * Unidades: metros
 Fuentes: Topografía INEGI (2015) 1:50 000;
 CONABIO División política-administrativa (2012) 1:250 000.

Bibliografía: capítulo II y IV, Bashenina, (1978) - Guerasimov (1986); modificado por Hernández, 2009b.

Juan Pablo Vaca Díez Trillo
 Tesis de Licenciatura de Geografía
 "Caracterización morfoestructural en la transición de la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico Transversal, entre Puebla y Oaxaca"



CARACTERIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL, PERFILES GEOMORFOLÓGICOS Y ROSETAS DE MORFOALINEAMIENTOS EN LA TRANSICIÓN DE LA SIERRA MADRE DEL SUR Y EL EJE NEOVOLCÁNICO TRANSVERSAL; ENTRE PUEBLA Y OAXACA

Simbología

Estructuras geológicas

- Principales corrientes
- Fractura
- Falla lateral
- Falla normal
- Falla inversa
- Anticlinal
- Sinclinal

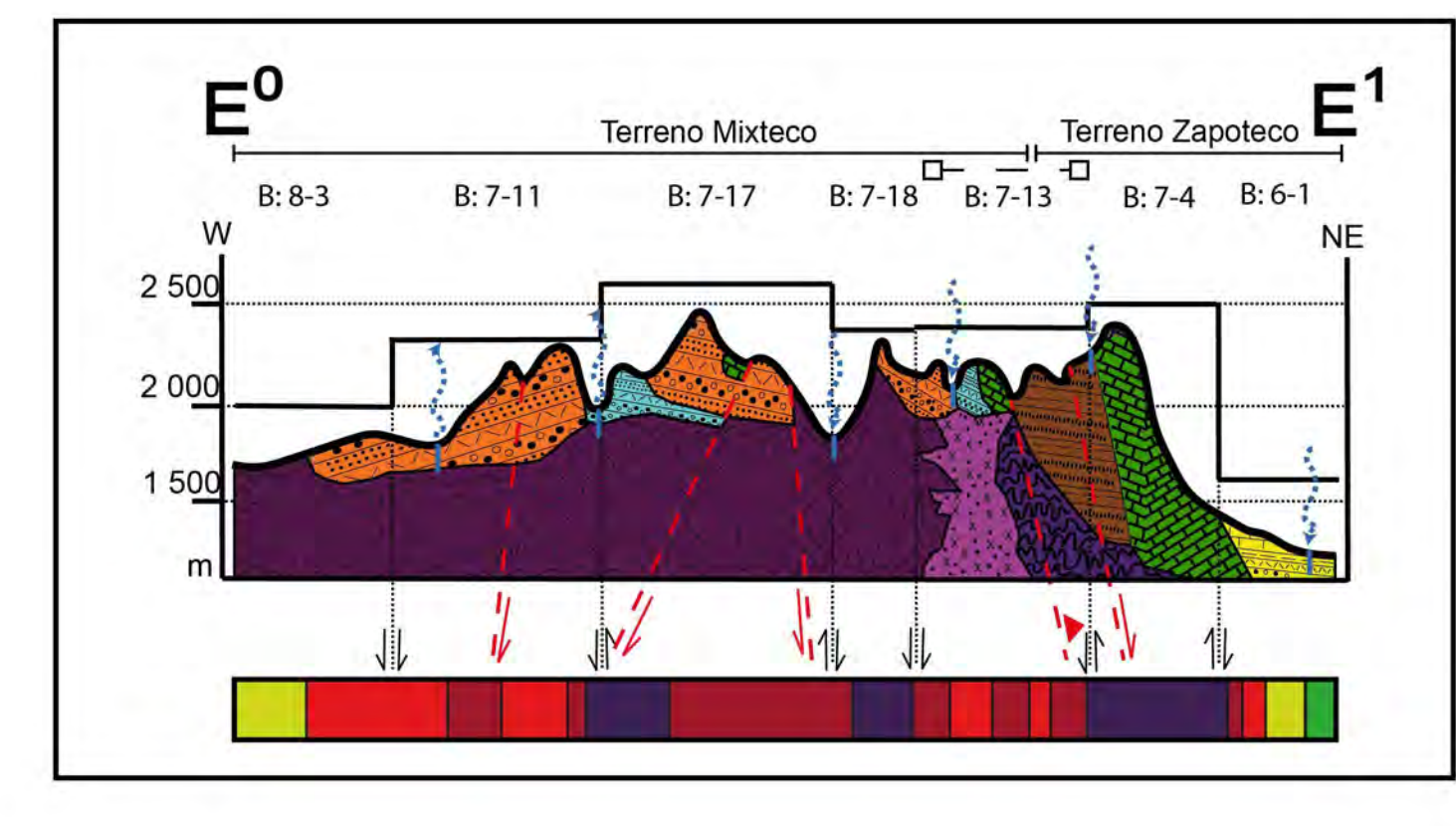
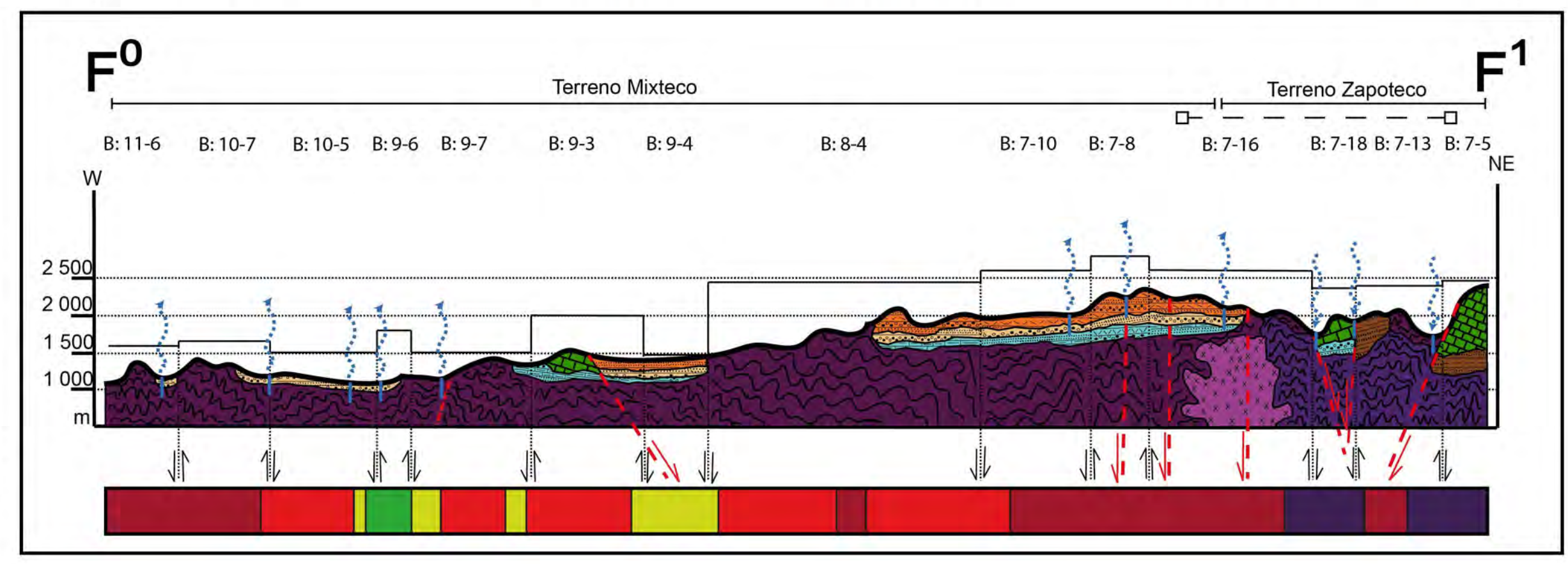
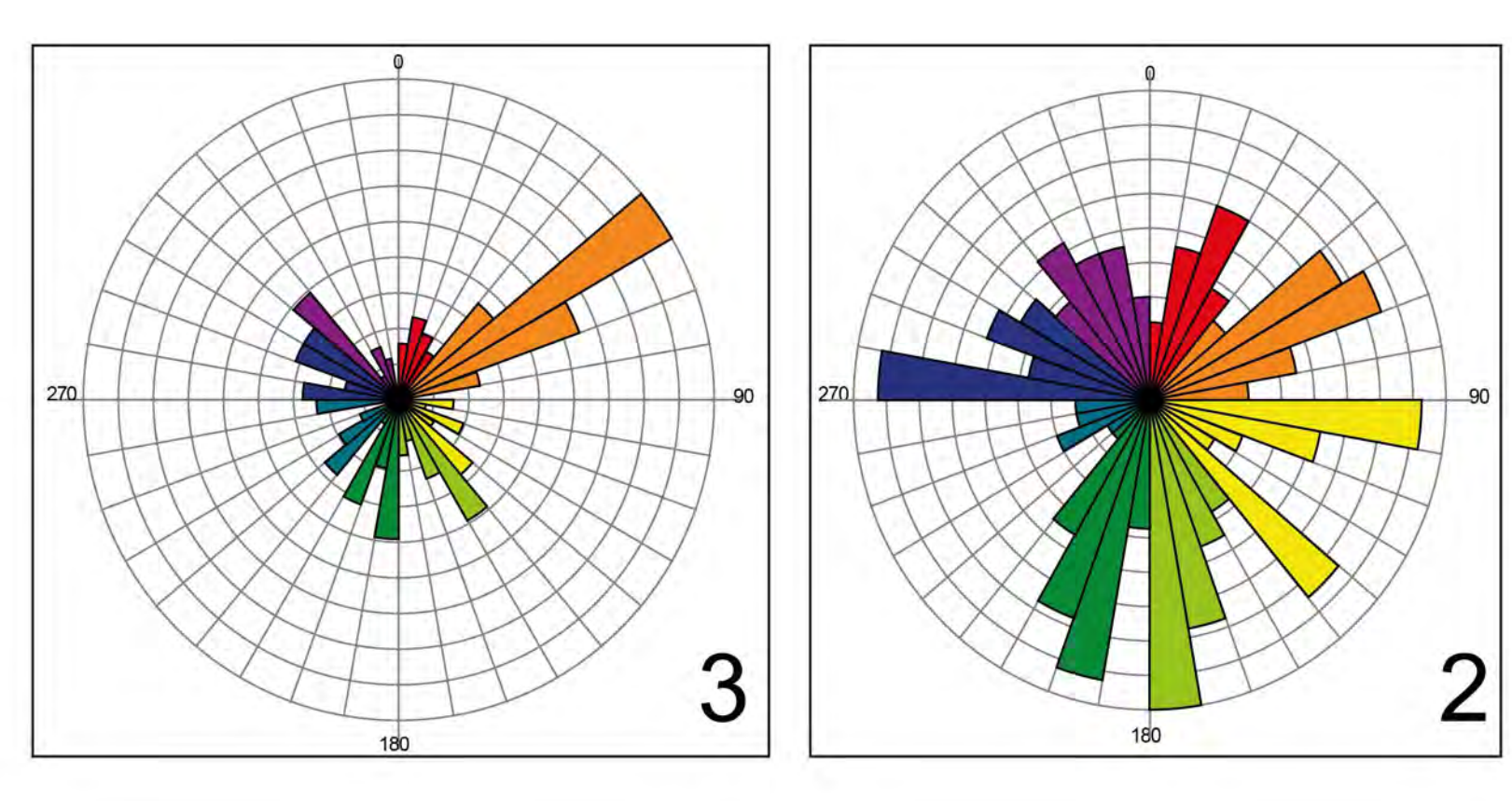
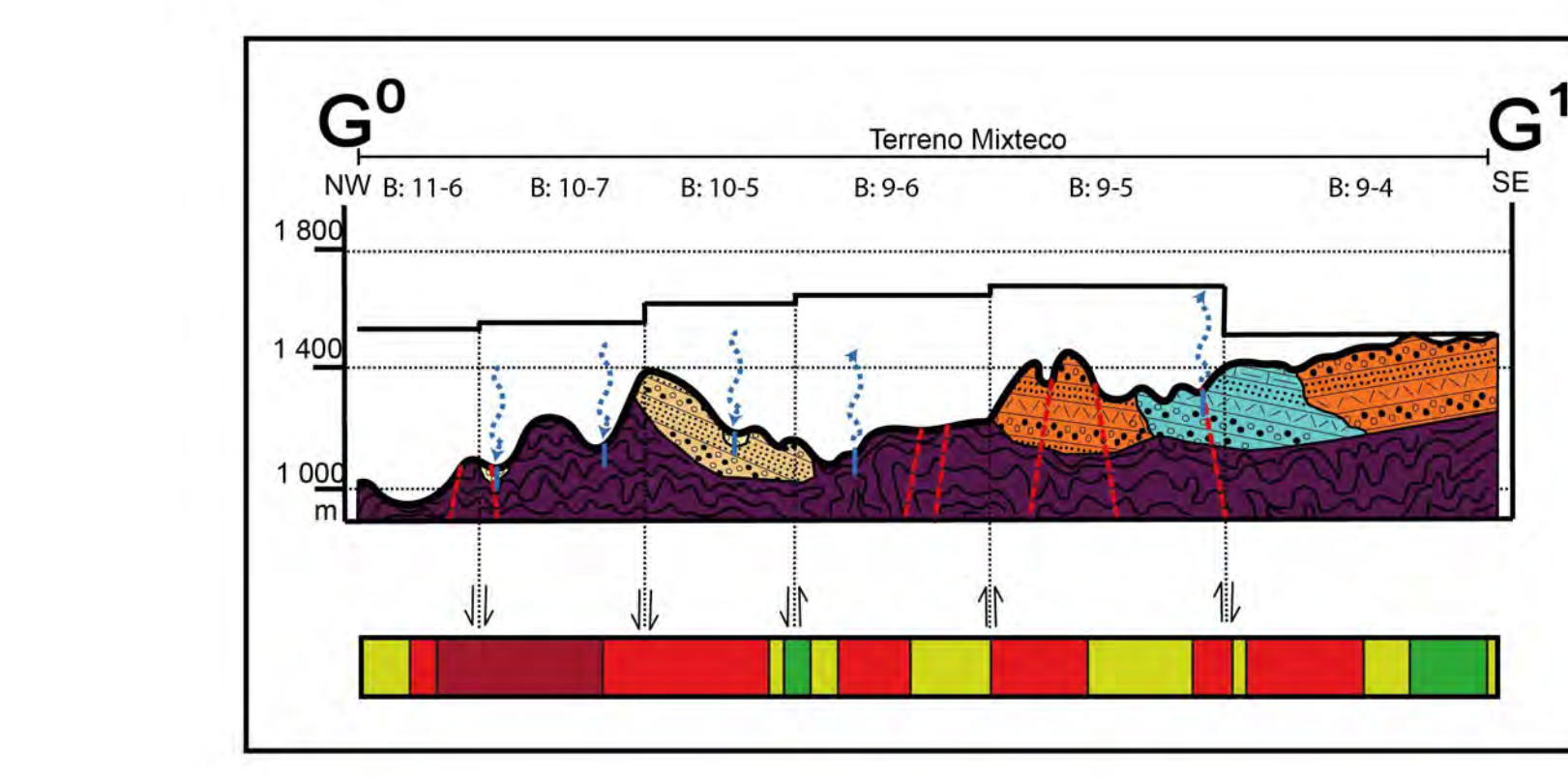
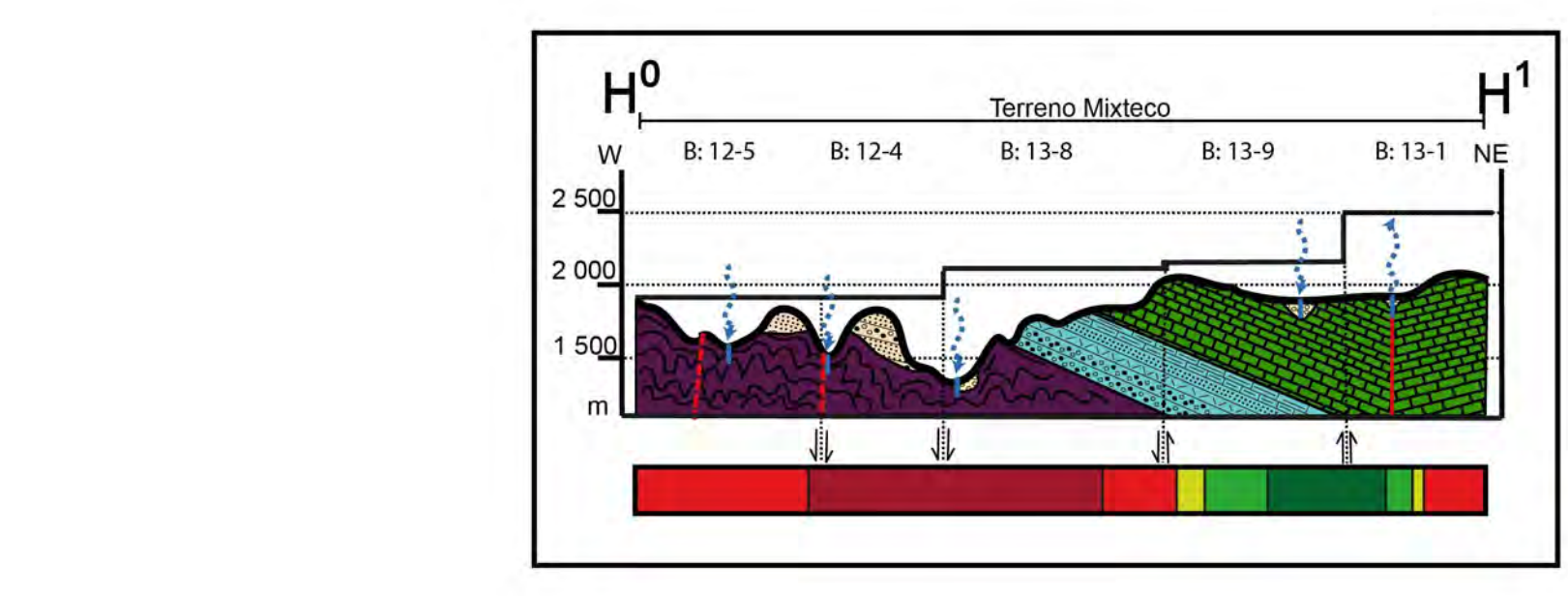
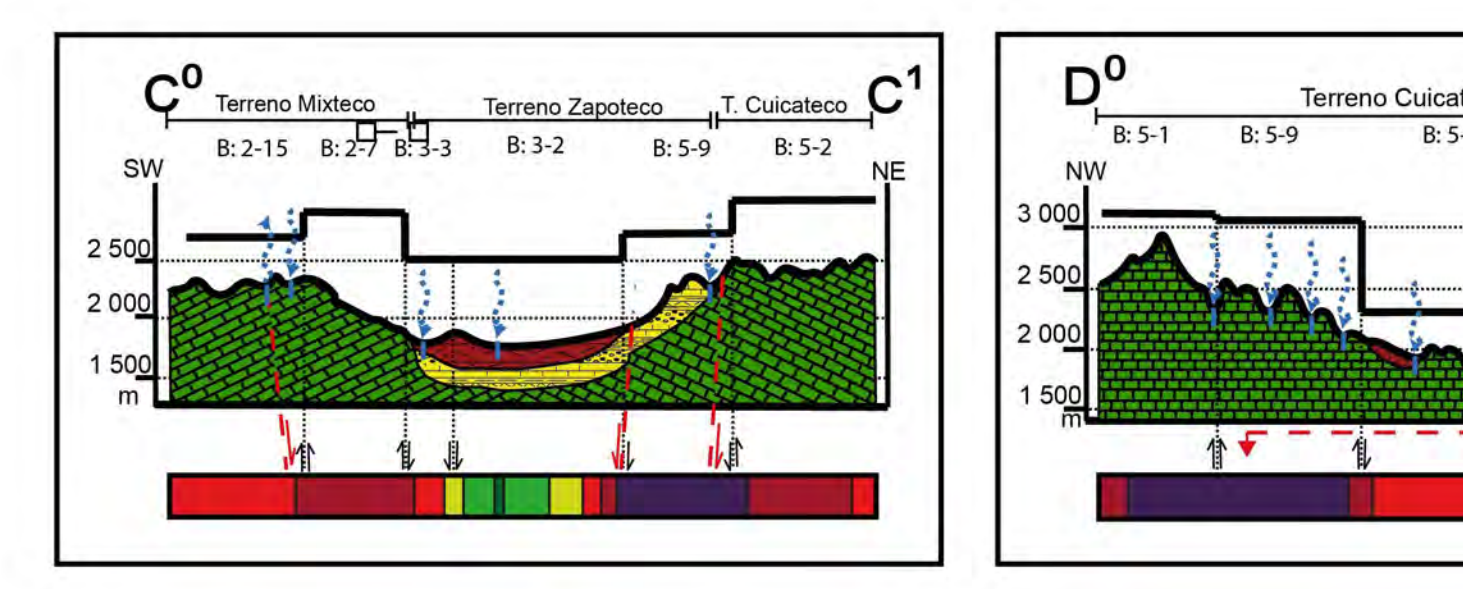
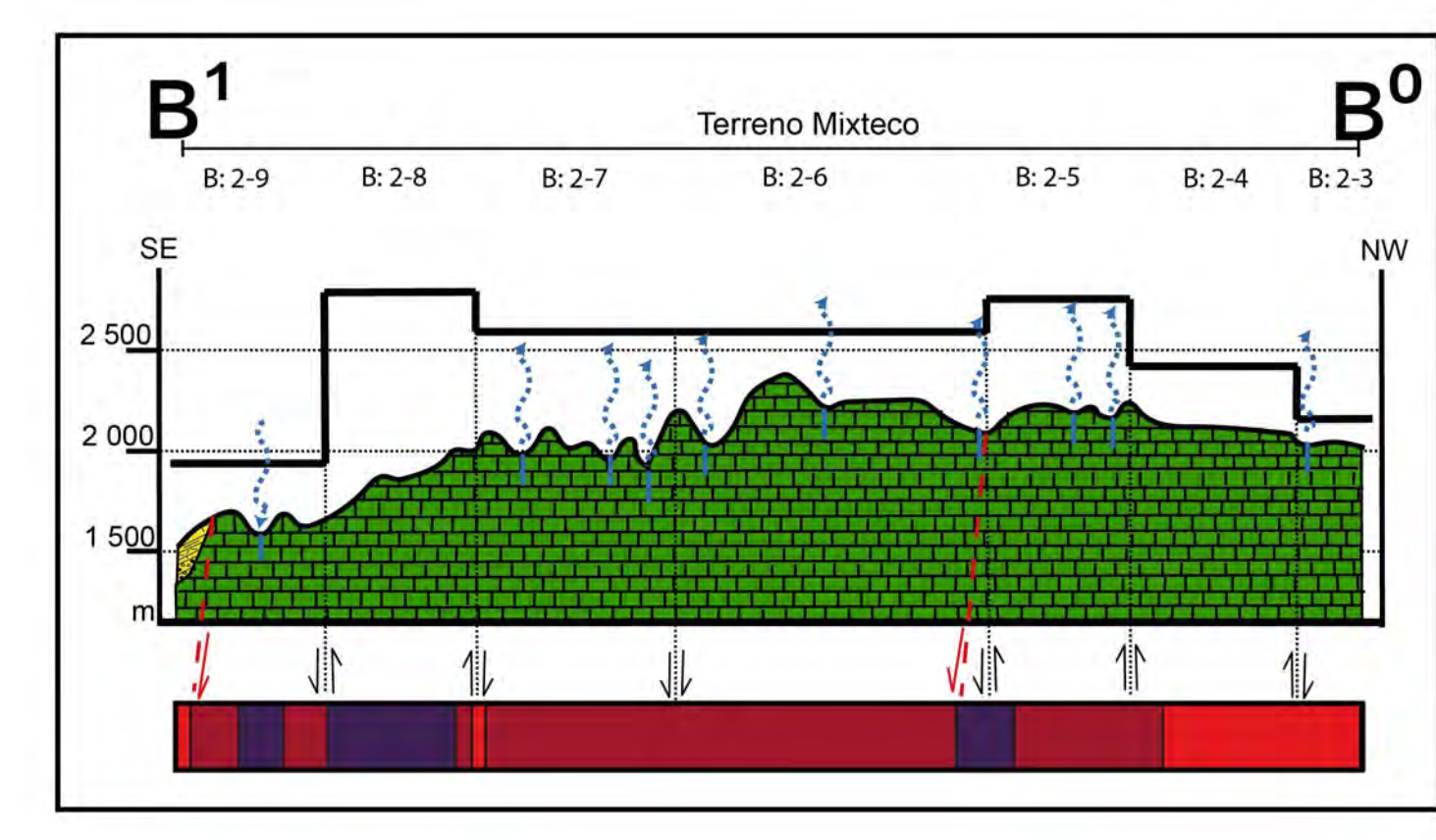
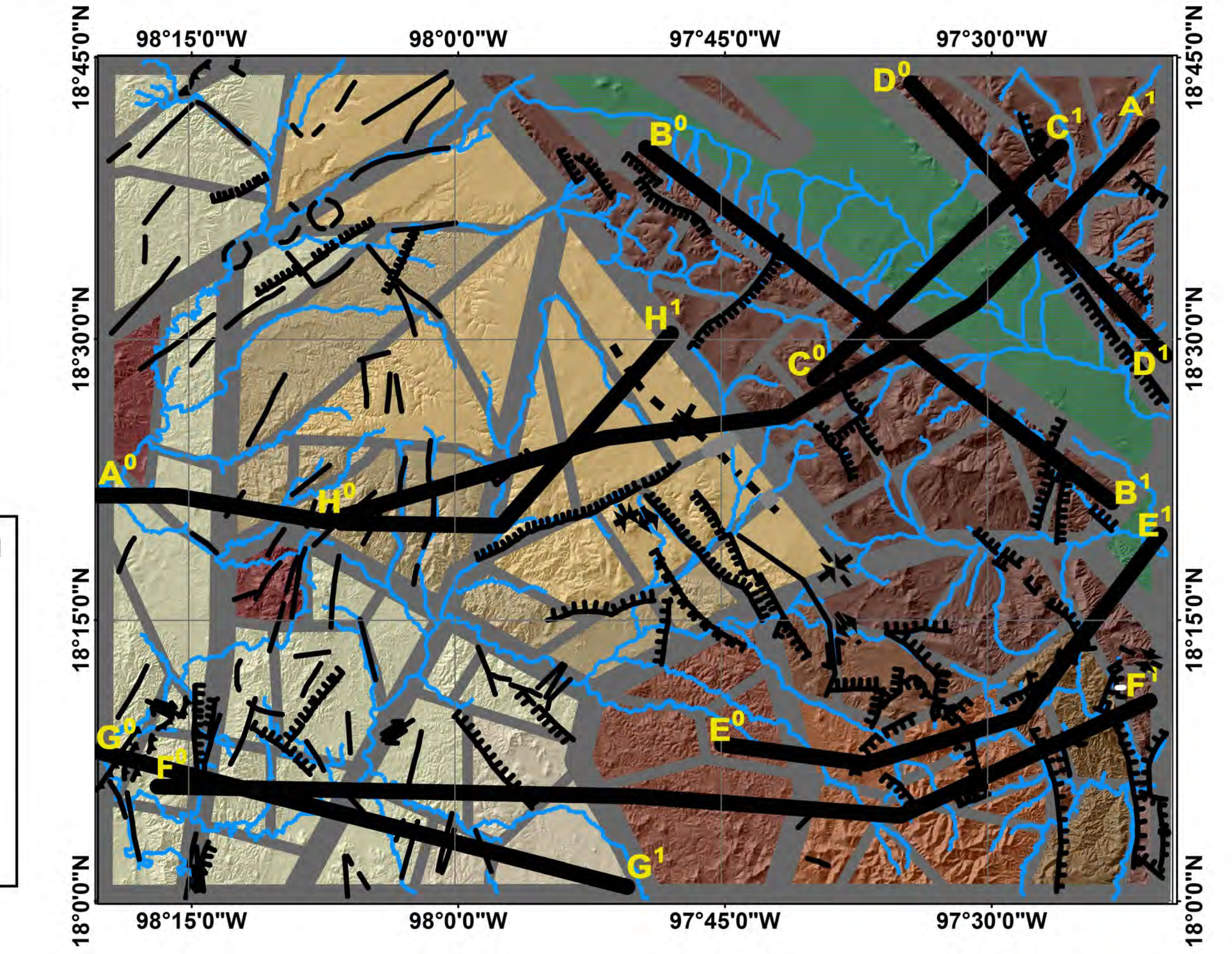
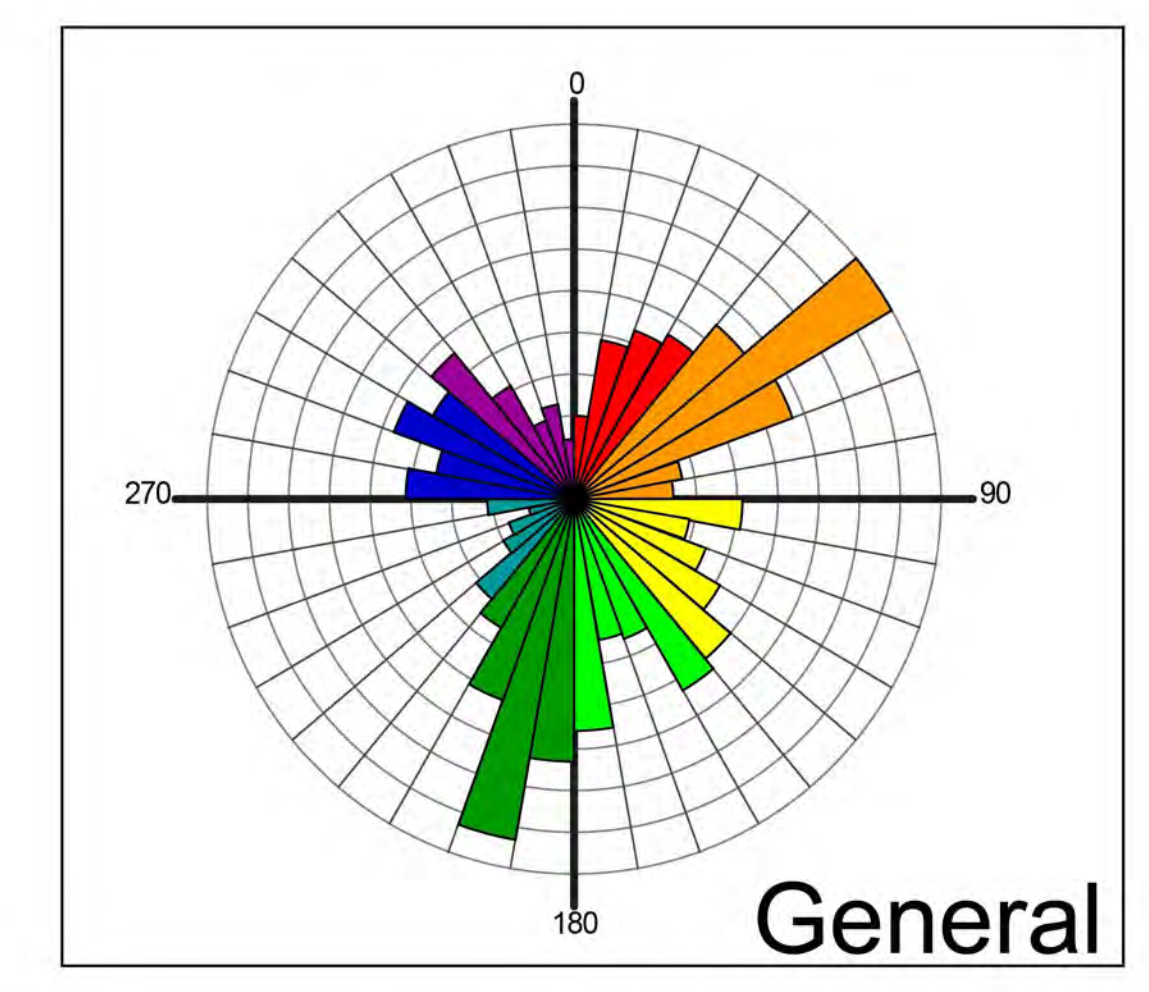
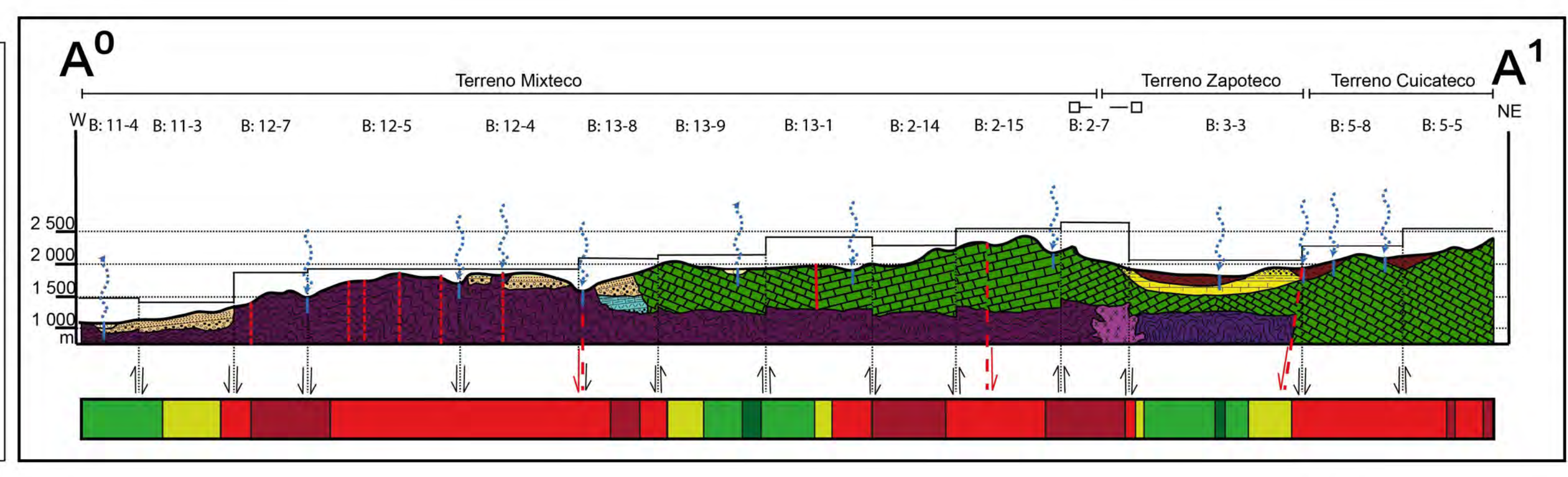
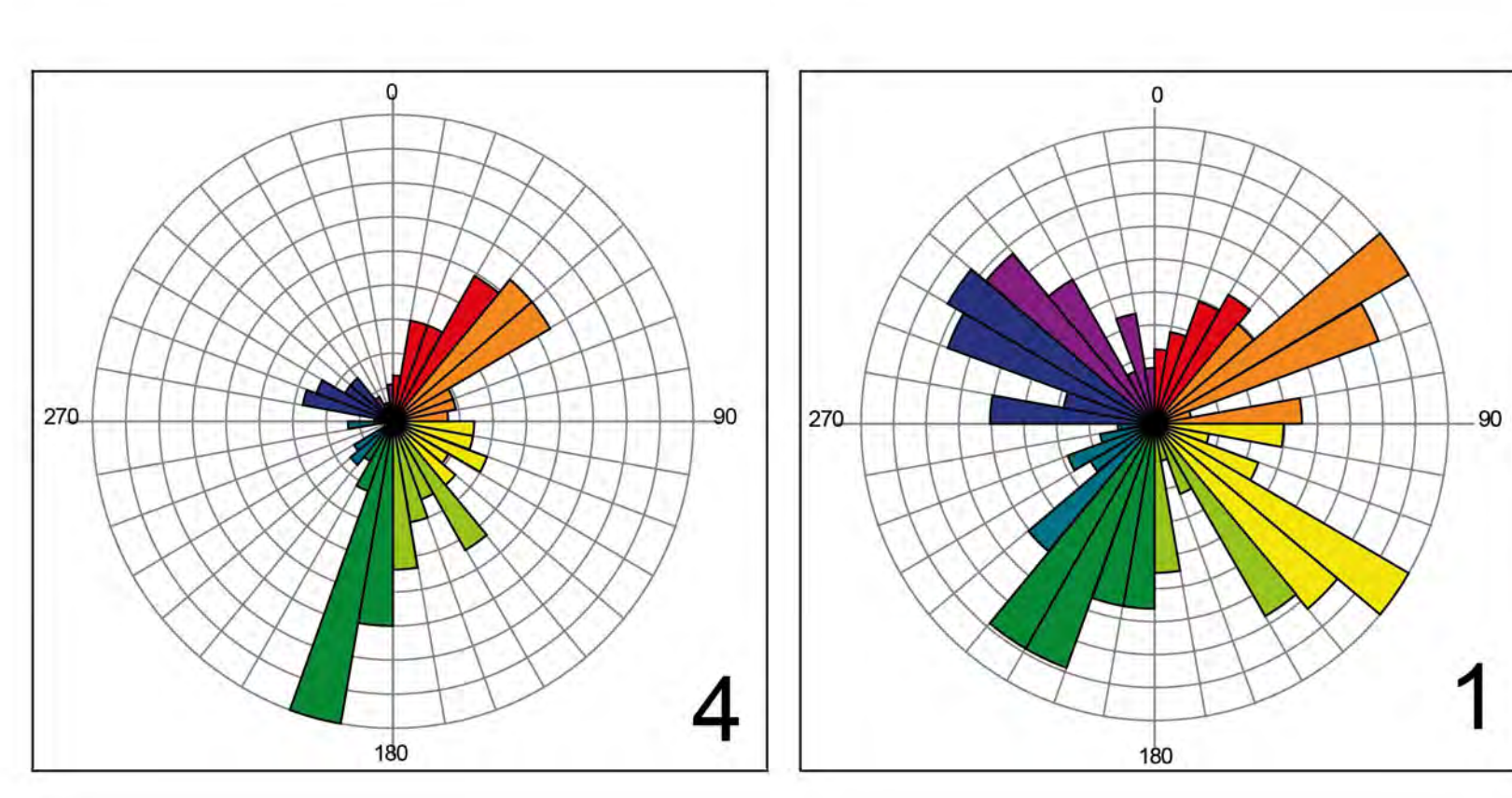
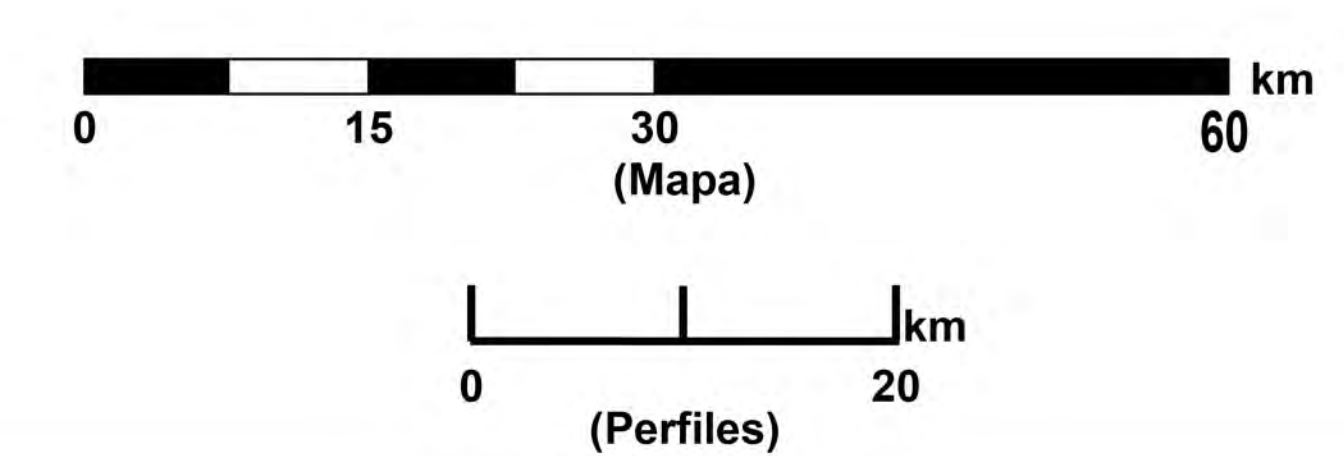
Órdenes de morfoestructuras
[Identificador de bloques; ej.: ⑧ (orden III) - 1 (orden IV)]

- Orden III
- Orden IV

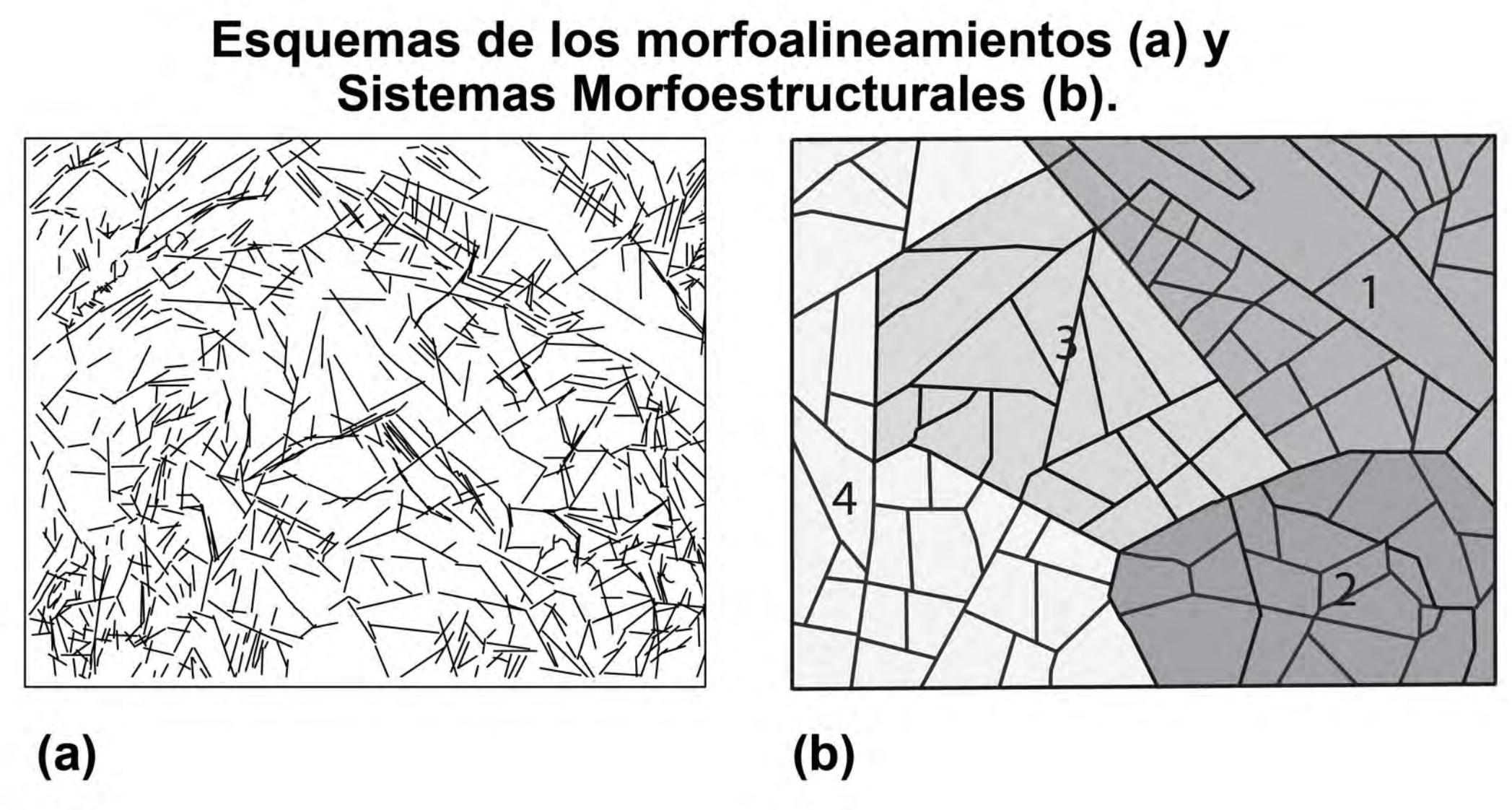
Clasificación morfoestructural del relieve de acuerdo con Guerasimov, 1986, modificado por Hernández-Santana, 2009. Categorías del relieve (nivel IV); altura (H):

MA. Montañas altas (2 501 < H ≤ 2 980 m)	LG. Lomeríos y elevaciones grandes (1 501 < H ≤ 1 700 m)
MM. Montañas medias (2 201 < H ≤ 2 500 m)	LM. Lomeríos y elevaciones medios (901 < H ≤ 1 500 m)
MB. Montañas bajas (2 001 < H ≤ 2 200 m)	PA. Planicies altas (1 961 < H ≤ 2 500 m)
PM. Premontañas (1 701 < H ≤ 2 000 m)	PM. Planicies medias (1 431 < H ≤ 1 960 m)

- Bloques en plegamiento, basculados y escalonados en estructuras *horst* y *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico: **MA.** bloques: 2-5, 2-6, 2-7, 2-8, 2-15, 2-11, 2-13, 2-18, 5-1, 5-2, 5-4, 5-5, 5-6, 5-7, 5-9 y 7-6; **MM.** bloques: 2-1, 2-4, 2-12, 2-14, 2-16, 2-17, 2-19, 5-3, 5-8, 7-2, 7-3, 7-4 y 7-5; **MB.** bloques: 2-2, 2-3, 2-9, 2-20 y 4-1; **PM.** bloque: 2-10.
- Bloques en plegamiento, escalonados, basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico: **MM.** bloques: 7-12 y 7-18; **MB.** bloques: 7-1 y 7-14.
- Bloques deformados, escalonados y basculados en estructura de transición *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Precámbrico y rocas sedimentarias del Mesozoico: **MM.** bloques: 7-7 y 7-13.
- Bloques escalonados y basculados irregulares en estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas volcánicas-sedimentarias del Cenozoico: **MA.** bloques: 7-8, 7-10, 7-16 y 7-17; **MM.** bloques: 7-9, 7-11 y 7-15.
- Bloques deformados, escalonados, basculados asimétricos y fracturados a la estructura *horst* - plegamiento; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico: **PM.** bloques: 8-1, 8-2 y 8-3.
- Bloques escalonados y basculados en estructura monocinical; constituidos principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico: **MM.** bloques: 13-1; **MB.** bloques: 13-2, 13-3, 13-8, 13-9 y 13-10; **PM.** bloques: 1-3, 12-1, 12-2, 12-3 y 13-7.
- Bloques escalonados y basculados en estructura monocinical periférica a la estructura *horst*; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas sedimentarias del Cenozoico: **PM.** bloques: 12-4, 12-5, 12-6, 12-7, 12-8, 13-4 y 13-6; **LG.** bloques: 12-8 y 13-5.
- Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánicas del Cenozoico: **PM.** bloques: 11-1; **LG.** bloque: 10-1.
- Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y rocas sedimentarias del Cenozoico: **PM.** bloques: 9-3 y 9-5; **LG.** bloque: 9-4.
- Bloques basculados asimétricos plegados y fracturados; constituidos principalmente por rocas volcánico-sedimentarias del Cenozoico: **PM.** bloques: 1-2, 9-2, 9-6, 10-2 y 10-4; **LG.** bloques: 1-2, 1-4, 1-5, 9-1, 10-7, 10-8, 11-6 y 11-8; **LM.** bloques: 9-7, 10-3, 10-5, 10-6, 11-2, 11-3, 11-4, 11-5 y 11-7.
- Bloques basculados y escalonados en estructura graben; constituidos principalmente por rocas volcánicas-sedimentarias del Cenozoico: **PA.** bloques: 3-1 y 3-2; **PM.** bloque: 6-1.



Simbología



Roseta de orientaciones de morfoalineamientos por Sistema Morfoestructural.

N - NE > 0 - 45°	S - SW 181° - 225°
NE - E 46° - 90°	SW - W 226° - 270°
E - SE 91° - 135°	W - NW 271° - 315°
SE - S 136° - 180°	NW - N 316° - 360° (< 0°)

- Sistema de bloques escalonados en estructura *horst* - graben;
- Sistema complejo de bloques plegados y basculados en estructura de transición *horst* - plegamiento;
- Sistema de bloques escalonados y basculados en estructura monocinical periférica a la estructura *horst*;
- Sistema de bloques asimétricos basculados, plegados y fracturados

Perfiles geomorfológicos complejos de acuerdo con Kostenko (1975), Ortiz-Pérez (1990) in Zomera-Rodríguez (1998).

Corriente fluvial

Estructuras geológicas

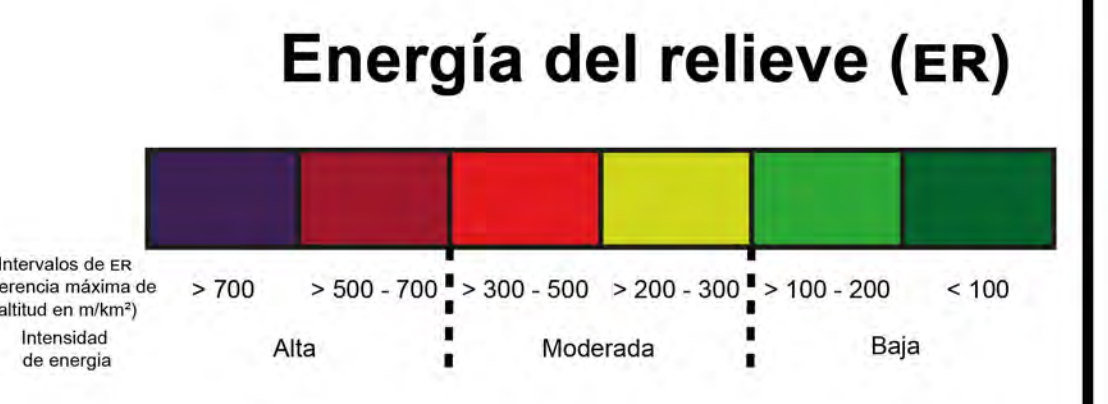
- Terreno tectonoestratigráfico
- Cabalgamiento entre terrenos
- Fractura
- Fallas geológicas / cabalgadura / movimiento
- Sinclinal

Morfoestructuras

- Bloques morfoestructurales (orden IV) / movimiento
- Tronco Totoltepec

Complejos litológicos

- Complejo del Paleógeno - Cuaternario Coahuilense - aluvial Cuaternario
- Complejo Neógeno - Cuaternario Derrumbadas - Citlaltépetl
- Complejo Paleógeno - Neógeno Tahuacán - Tamazulapán
- Complejo Paleógeno Huajuapán - Buenavista
- Complejo Paleógeno Balsas - Pie de Vaca - Coahuila
- Complejo Cretácico Temprano - Tardío / Zicapa - Morelos - Mezcala - Malhatépec - San Juan Raya - Zapotitlán / Medio Malhatépec - Orizaba - San Juan Raya - Zapotitlán / Chivillas - Maltrata - Orizaba
- Complejo Jurásico Medio Tecozacuilco - Tecocoyuncan
- Complejo Paleozoico Tardío Matlatzi
- Complejo Paleozoico Acañal
- Complejo Precámbrico Oaxaca



Proyección Universal Transversal de Mercator
Sistema de coordenadas: WGS 1984, zona 14 N - México
Datum: WGS 1984 - Unidades: metros
Fuentes: Topografía NEO (2015) 1:50 000; scale 1:4.5 (1998), 1:4.6 (2001) 1:250 000.
Bibliografía: capítulo II y IV, Bashennina (1978) - Guerasimov (1986), modificado por Hernández et al., 2009b.
Juan Pablo Vaca Díez Trillo
Tesis de Licenciatura de Geografía
"Caracterización morfoestructural en la transición de la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico Transversal, entre Puebla y Oaxaca"