



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

**CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA DEL
SECTOR NORESTE DEL ESTADO DE OAXACA,
MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A:

EMILIO SAAVEDRA GALLARDO



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

**CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE
MÉXICO, 2023**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos.

A mis padres, María Gallardo Jiménez y Jorge Antonio Saavedra Cecilio, por haberme apoyado de manera incondicional en todas las decisiones tomadas a lo largo de mi vida, a pesar de que no siempre fueron las mejores. Siempre estaré agradecido por todo lo que me han dado y enseñado. Gracias por todo su amor y confianza. Por y para ustedes es este trabajo.

A mis hermanos, Diego, Tamara y Jorge, por siempre estar presentes de alguna u otra manera en mi vida, tanto en los buenos y malos momentos. Gracias por hacer que mi vida sea más divertida y por siempre haber creído en mí.

Al Dr. José Ramón Hernández Santana y a la M. en C. Patricia Méndez Linares, por todo su apoyo y confianza en mi vida académica, por asesorarme a lo largo de todo este proceso, por incluirme en sus proyectos, por darme la oportunidad de aprender de ustedes y por ser grandes ejemplos como académicos y, más importante aun, como personas. Sin ustedes no habría sido posible culminar este trabajo. Gracias por todo.

A mis sinodales: Dr. José Mauricio Galeana, Dr. Jesús Abraham Navarro, Mtro. Pedro Montes y Mtro. Frank Gustavo García, por sus valiosas observaciones y por las clases impartidas a lo largo de la licenciatura.

A Yang Vázquez Soto y Daniel Sepúlveda Cuellar, por tantos años de amistad, por todo su apoyo a lo largo de este tiempo y por todos los buenos momentos. Agradezco haber tenido la oportunidad de vivir grandes experiencias a su lado. Aprovecho este párrafo para dar las gracias a la familia Soto, que siempre me hizo sentir como parte de su familia.

A Daniel Morales, Carlos Serrano y Jocelyne De los ríos, por todos los viajes, pláticas, risas y experiencias; por todo su apoyo, ánimos y alientos, y por siempre estar ahí para mí, incluyendo los momentos más difíciles de mi vida. Gracias por siempre haber creído en mí, incluso en las ocasiones en las cuales yo dudaba de mí mismo.

A Laura Martínez, por ser una gran amiga a lo largo de tantos años; por todas las pláticas, los ánimos y por siempre estar dispuesta a brindarme tu ayuda, sin importar lo difícil que fuera la situación. Agradezco todos los consejos que me has dado para mejorar como persona y que siempre pueda contar contigo.

A Omar Hernández, por todos los buenos momentos y por todo el apoyo que me has dado en el transcurso de estos años. Gracias por todas las horas de conversaciones, diversión y música que hemos compartido.

A Juan López, por todas las experiencias musicales y por siempre estar dispuesto a escuchar y ayudar en momentos difíciles.

A todos los amigos que tuve la oportunidad de conocer y con los que compartí un sinnúmero de buenas experiencias a lo largo de distintas etapas de mi vida: Jorge Mayorga, Miguel Hernández, Armando Hernández, Daniel Aguilar, Gerardo Romero y Gustavo Lortia, camaradas de generación. A Elena del Valle, por tantos momentos y experiencias compartidas; a Andrea Mancera, por todo tu apoyo en uno de los momentos más oscuros de mi vida; a Leslie, Jimena, Areli, Diego, Héctor y Jorge, colegas y amigos de otras generaciones.

A mis amigos del CCH: Alejandro, Erick, Jorge Ian, Roberto, Carlos y Víctor, por todas las aventuras pre y posuniversitarias. A Carlos Flores, César Altamirano, Saúl, Arturo, Nelli y Mafer, a quienes tuve el gusto de conocer a través de otras amistades. A mis amigos y maestros músicos, que me enseñaron el valor e importancia de la disciplina y la perseverancia.

A todas las personas con las que tuve el placer de compartir buenas experiencias y que por alguna razón ya no están presentes en mi vida. Gracias por ayudarme a crecer como persona de alguna u otra manera y por dejarme compartir valiosos momentos con ustedes. Los guardo con cariño y amor en mi corazón y en mis recuerdos.

Gracias a todos por todo lo que han hecho por mí. Me siento agradecido con la vida por haberlos conocido y por haber compartido grandes experiencias a lado de cada uno de ustedes. Por último, parafraseando un poco a un buen amigo, gracias a todas las personas, familias, mascotas y experiencias que han hecho de esta vida un lugar agradable y bello, y disculpen si por mi mala memoria he omitido a alguno. Los quiero a todos.

Contenido

Introducción	1
Hipótesis.....	2
Objetivo general.....	2
Objetivos Particulares.....	3
Capítulo I: Marco teórico-metodológico.....	4
1.1. Geomorfología	4
1.2. Cartografía geomorfológica	6
1.2.1. Tipos de mapas geomorfológicos.....	8
1.2.2. Escala.....	9
1.2.2.a. Mapas geomorfológicos de gran escala	12
1.2.2.b. Mapas geomorfológicos de mediana escala.....	13
1.2.2.c. Mapas geomorfológicos de pequeña escala	14
1.2.3. Nuevos métodos y técnicas en la cartografía geomorfológica.....	14
1.3. Geomorfometría.....	15
1.3.1. Variables geomorfométricas	16
1.4. Metodología resumida.....	21
Capítulo II: Marco geográfico.....	24
2.1. Ubicación.....	24
2.2. Características físicas y socioeconómicas.....	24
2.2.1 Fisiografía.....	24
2.2.1.a. Sierra Madre del Sur.....	27
2.2.1.b. Llanura Costera del Golfo Sur.....	28
2.2.2. Clima.....	29

2.2.2.a. Precipitación	31
2.2.2.b. Temperatura	34
2.2.3. Hidrografía.....	34
2.2.4. Suelos	37
2.2.5. Uso de suelo.....	39
2.2.6. Población	41
Capítulo III: Marco geológico.....	43
3.1. Rasgos estructurales y tectónicos regionales	43
3.2. Litoestratigrafía.....	47
3.2.1. Paleozoico.....	47
3.2.2. Mesozoico	50
3.2.2.a. Jurásico.....	50
3.2.2.b. Cretácico	50
3.2.3. Cenozoico.....	52
3.2.3.a. Terciario.....	53
3.2.3.b. Cuaternario.....	54
3.3. Evolución tectónica regional	56
Capítulo IV: Resultados.....	60
4.1. Análisis geomorfométrico	60
4.1.1. Hipsometría.....	60
4.1.2. Pendiente.....	62
4.1.3. Orientación	63
4.1.4. Curvatura.....	66
4.1.5. Energía del relieve	67
4.1.6. Densidad de disección	70

4.1.7. Lineamientos.....	71
4.1.7.a. Densidad de lineamientos.....	76
4.2. Cartografía geomorfológica general.....	78
4.2.1. Categorías y subcategorías del relieve.....	78
4.2.2. Tipo específico morfogenético del relieve y edad relativa.....	81
4.2.2.a. Montañas y Premontañas.....	87
4.2.2.b. Lomeríos.....	93
4.2.2.c. Llanuras.....	94
4.2.3. Complejo genético de formas del relieve.....	95
4.2.3.a. Estructuro-tectónicas.....	96
4.2.3.b. Fluviales.....	97
4.2.3.c. Kársticas.....	99
4.2.3.d. Denudativas.....	101
4.2.4. Perfiles geólogo-geomorfológicos.....	103
Conclusiones.....	106
Referencias.....	108
Anexo: Mapa geomorfológico general.....	121

Introducción

La Geomorfología es la ciencia que estudia las formas del relieve a través del análisis cuantitativo y cualitativo de la superficie terrestre (Lugo, 2011). Debido a sus numerosos enfoques, dicha ciencia presenta una gran cantidad de metodologías, las cuales se usan en diferentes contextos y problemáticas. En este sentido, una de las herramientas más utilizadas en la Geomorfología es la cartografía geomorfológica, ya que es uno de los métodos que más aplicaciones reporta (Minár y Evans, 2008).

Dentro del marco geomorfológico, la República Mexicana representa uno de los lugares más complejos de La Tierra debido al marco tectónico en que se encuentra, lo que da lugar a una intensa actividad endógena y exógena a lo largo del país (García y Lugo, 2003). En relación con esto, la Sierra Madre del Sur y la Llanura Costera del Golfo Sur representan provincias de alta complejidad, que no han sido estudiadas en su totalidad a una escala adecuada de detalle.

La provincia de la Sierra Madre del Sur se caracteriza por presentar un relieve conformado por un sistema de bloques montañosos, con diferente estructura, composición y edad, además de poseer una gran complejidad geológica, debido a que posee un registro estratigráfico desde el Precámbrico al Reciente (Lugo y Córdova, 1992; Velasco *et al.*, 2016). Se extiende desde Bahía de Banderas, Jalisco, hasta la fosa tectónica del Istmo de Tehuantepec, con una longitud aproximada de 1200 km, un ancho de alrededor de 150 km y una dirección general NW-SE (Lugo, 1990; Velasco *et al.*, 2016).

Por otro lado, la provincia de la Llanura Costera del Golfo Sur se conforma principalmente por sedimentos cuaternarios, que se asientan a su vez sobre rocas calizas, areniscas y margas del Terciario (FIDESUR, 2021). Se localiza al sureste de la República Mexicana y está limitada al oeste por el Sistema Volcánico Transversal, al sur por la Sierra Madre del Sur y al este por la Península de Yucatán (Zarazúa *et al.*, 2014).

Ambas provincias presentan características que difieren una de la otra, debido a su evolución y su ubicación. En este aspecto, uno de los estados más interesantes que atraviesa dichas provincias es Oaxaca, el cual constituye uno de los lugares con mayor diversidad, desde el punto vista geotectónico y geomorfológico (Hernández *et al.*, 2009).

Por todo lo anterior, esta investigación pretende ampliar los conocimientos sobre el relieve de esta zona de articulación entre la Sierra Madre del Sur y la Llanura Costera del Golfo Sur, en particular del sector noreste del estado de Oaxaca, a una escala de semidetalle que muestre sus características geomorfológicas particulares.

Hipótesis

El relieve del noreste del estado de Oaxaca es resultado de la Orogenia Laramide y de la actividad neotectónica, así como de la respuesta del modelado exógeno poligenético, en especial de procesos fluviales y kársticos, controlados por el papel pasivo diferenciado de las litologías.

Objetivo general

Realizar la cartografía geomorfológica general del relieve nororiental del estado de Oaxaca, a una escala de semidetalle (1: 100,000), caracterizando sus tipos de relieve, morfología y geomorfometría.

Objetivos Particulares.

- Describir e interpretar los tipos de relieve, estableciendo relaciones entre las características geológicas, la génesis y los aspectos morfométricos.
- Realizar la cartografía geomorfológica del relieve basada en un sistema jerárquico de clasificación: categorías y subcategorías del relieve, tipos de basamento geológico, morfogénesis, morfología-geomorfometría y consideraciones sobre su edad.

Capítulo I: Marco teórico-metodológico.

1.1. Geomorfología

La Geomorfología es la disciplina que estudia las formas de la superficie de La Tierra, así como los procesos que son responsables de su evolución, además de que provee la habilidad para identificar y analizar dichas formas del relieve para posteriormente asociar éstas a dinámicas generales y locales del sistema terrestre (Pavlopoulos *et al.*, 2009; Anderson y Anderson, 2010; Goudie y Viles, 2010; Lugo, 2011; Summerfield, 2013; Gutiérrez y Gutiérrez, 2016; Huggett, 2017). El relieve, la constitución geológica y la tectónica representan el dominio arquitectónico del paisaje natural, de ahí su importancia en las investigaciones físico-geográficas y de aplicaciones en la Geografía de Riesgos y la Geografía Humana.

Debido a que la superficie terrestre corresponde a la interfaz entre la litósfera, atmósfera, hidrósfera y biósfera, la geomorfología se relaciona con una amplia gama de otras ciencias (Tabla 1), a través de aportes particulares ambivalentes, de modo que, el estudio del relieve se apoya teóricamente en ramas de las ciencias a las cuales, en la mayoría de los casos, les retribuye un aporte (Summerfield, 2013). Por lo anterior, algunos teóricos le consideran una *ciencia compuesta*, debido a que es una disciplina con objetivos específicos (generalmente aceptados), que requieren varios enfoques científicos y tecnológicos de investigación, provenientes de dos o más de las llamadas *ciencias básicas*, para alcanzar dichos objetivos (Osterkamp y Hupp, 1996). Esta cualidad radica en el hecho de que el relieve es la zona de contacto y de interacción entre el dominio endógeno y la dinámica exógena del modelado.

Actualmente existen al menos 4 diferentes enfoques usados en los estudios de las formas del relieve (Slaymaker, 2009; Huggett, 2017): 1) enfoque funcional (proceso-forma) que se basa en la química y física; dicho enfoque utiliza una metodología de sistemas; 2) evolución del relieve, el cual tiene sus raíces en la geología histórica y

explora la importancia de la historia evolutiva de las formas del relieve; 3) caracterización de las formas del relieve y sus sistemas; 4) enfoque ambiental de las formas del relieve, sus sistemas y el paisaje, a escalas regionales y globales.

Las investigaciones geomorfológicas modernas se orientan principalmente en dos de los anteriores enfoques: procesos e historia (Summerfield, 2005; Huggett, 2017). Al primer enfoque se le denomina, a veces, Geomorfología de Procesos, mientras que al último Geomorfología Histórica (Huggett, 2017).

Tabla 1. Relación de la geomorfología con otras disciplinas. Modificado de Summerfield, 2013.

Disciplina	Ejemplo de contribución a la Geomorfología	Ejemplo de contribución de la Geomorfología
Geofísica	Mecanismos y velocidades de levantamiento	Respuesta erosiva de la superficie terrestre al levantamiento
Sedimentología	Reconstrucción de eventos erosivos y acumulativos pasados a partir de una secuencia sedimentaria	Forma de canales aluviales en interpretación de sedimentos fluviales
Geoquímica	Velocidad y naturaleza de reacciones químicas en el intemperismo de las rocas	Dinámica de elementos químicos en diferentes ambientes de la superficie terrestre
Hidrología	Frecuencia e intensidad de inundaciones	Concentración de sedimentos en corrientes
Climatología	Efecto de elementos climáticos sobre la velocidad y naturaleza de procesos geomorfológicos	Efecto de depósitos superficiales y morfología sobre las variables climáticas, a diferentes escalas
Ciencia del Suelo	Efecto de las propiedades del suelo sobre la estabilidad de laderas	Control topográfico sobre procesos de formación de suelo
Biología	Rol de la cubierta vegetal en las tasas de erosión	Control topográfico sobre microambientes para el crecimiento de plantas
Ingeniería	Técnicas para el análisis de la inestabilidad de laderas	Identificación de características morfológicas indicativas de inestabilidad de laderas
Ciencias espaciales	Contexto para el entendimiento de las características del ambiente terrestre a nivel planetario y su incidencia en los procesos formadores y modeladores del relieve	Interpretación de paisajes planetarios a partir de la analogía de morfologías terrestres

La Geomorfología Histórica considera la historia evolutiva del paisaje y adopta un enfoque secuencial y cronológico; por otro lado, la Geomorfología de Procesos se tiende a enfocar en las relaciones proceso-respuesta, es decir, en cómo los sistemas geomórficos responden a perturbaciones. Cada una de estos enfoques se complementan el uno al otro, debido a que a través de uno se explican ciertos fenómenos y viceversa (Huggett, 2017).

De los anteriores enfoques se desprende el concepto de *escala temporal* y *escala espacial*. La escala temporal resulta fundamental para determinar el estado de equilibrio y evolución de una determinada forma del relieve, la cual puede variar de minutos a millones de años; en este sentido, la escala espacial se relaciona intrínsecamente con la temporal, debido a que la evolución y equilibrio de una forma del relieve dependerá de su estabilidad y tamaño (Summerfield, 2013).

Por otra parte, realizando una subdivisión más amplia de acuerdo a distintos autores, se puede decir que las investigaciones geomorfológicas actuales se remiten a siete ejes principales con diferentes objetivos específicos: la morfografía o morfología (la descripción cualitativa y geométrica del relieve); geomorfometría (características cuantitativas de la superficie terrestre); morfogénesis (origen de cada forma del relieve); morfocronología (determinación de la edad absoluta y relativa); morfodinámica (procesos formadores del relieve); morfoestructura (expresión de los rasgos estructuro-geológicos en la superficie); y por último, la relación con las actividades humanas (Lugo 1988; Plavopoulos *et al.*, 2009; Lugo, 2011).

De estos siete ejes se abordarán, principalmente, los que se relacionan más a fondo con la cartografía geomorfológica general, es decir la morfología, morfogénesis y geomorfometría.

1.2. Cartografía geomorfológica

La geomorfología como disciplina, presenta una gran complejidad debido a sus numerosos enfoques de análisis y metodologías (Pavlopoulos *et al.*, 2009). En este

aspecto, la cartografía geomorfológica ha sido y continúa siendo uno de los métodos fundamentales de esta disciplina, debido a su utilidad y practicidad, además de que reporta una gran cantidad de aplicaciones con potencial a desarrollarse y calibrarse a futuro (Minár y Evans, 2008).

Los mapas geomorfológicos son de las mejores herramientas para comprender el contexto físico de la superficie de La Tierra, dado que suministran una descripción objetiva del relieve a través de una simbología apropiada; son una herramienta preliminar para el manejo de riesgos geológicos y geomorfológicos, planificación territorial y zonificación de peligros ; contribuyen a la comprensión de los procesos que ocurren en la superficie terrestre; aportan conocimientos sobre la evolución del relieve; proveen información útil para otros sectores de investigación ambiental, tales como ecología, silvicultura, ciencias del suelo, etc. (Dramis *et al.*, 2011; Paron y Claessens, 2011; Verstappen, 2011; Bishop *et al.*, 2012; Otto y Smith, 2013).

Pueden ser considerados inventarios gráficos del paisaje que buscan identificar, interpretar y representar formas del relieve, materiales superficiales y subsuperficiales, así como procesos y, en algunos casos, la edad del relieve (Cooke y Doornkamp, 1990; Knight *et al.*, 2011; Otto y Smith, 2013). Además de su componente descriptivo cualitativo, deben incluir información métrica de las propiedades espaciales (dimensiones, pendiente, curvatura, orientación) particulares de los elementos geomorfológicos (morfometría); origen y evolución en relación con su génesis y procesos endógenos/exógenos (morfogénesis), así como considerar los efectos del control de la litología/estructura; edad relativa o absoluta (morfocronología); actividad y tasa de los procesos modeladores(morfodinámica), además del tipo de roca y depósitos cercanos a la superficie (Dramis *et al.*, 2011).

La complejidad asociada con la cartografía geomorfológica resulta evidente en: 1) establecer esquemas taxonómicos integrales; 2) variedad de escalas de representación; 3) caracterizar límites indeterminados; 4) establecer criterios de caracterización universalmente aplicables; y 5) obtener resultados objetivamente repetibles (Bishop *et al.*, 2012).

1.2.1. Tipos de mapas geomorfológicos

Se pueden distinguir dos principales categorías de mapas geomorfológicos: *mapas geomorfológicos básicos o analíticos* y *mapas geomorfológicos derivados o especializados* (Dramis *et al.*, 2011; Otto y Smith, 2013).

Los *mapas geomorfológicos básicos* son elaborados a partir de una simple transferencia gráfica de información directamente recolectada de campo o de la interpretación de fotografías aéreas, desde mapas geológicos, mapas de suelo, mapas de vegetación, mapas de uso de suelo, etc. (Dramis *et al.*, 2011). Se pueden enfocar en características específicas del paisaje, conforme a la descripción morfológica o procesos activos, o la composición y evolución general del relieve (Otto y Smith, 2013).

Los mapas geomorfológicos básicos pueden ser elaborados desde dos perspectivas diferentes: la primera se centra en la evolución del relieve a través del tiempo geológico (mapas morfo-evolutivos); la segunda toma en cuenta la tipología y el estado de actividad de los procesos geomorfológicos que afectan el área de estudio (mapas morfodinámicos) (Dramis *et al.*, 2011).

Por otra parte, los *mapas geomorfológicos derivados* se obtienen a través de la selección, generalización y reutilización de información reportada en mapas básicos, con el propósito de zonificar la distribución espacial/temporal de procesos geomorfológicos importantes, tales como deslizamientos, inundaciones, erupciones volcánicas, tsunamis, etc. (Dramis *et al.*, 2011). En general, este tipo de mapas se suelen enfocar en un tema o aplicación específica (Otto y Smith, 2013). Un ejemplo de lo anterior son los mapas geomorfológicos de peligros, los cuales representan la probabilidad espacial y temporal de ocurrencia de fenómenos, que puedan afectar a la población, así como su magnitud y frecuencia (Van westen *et al.*, 2006; Dramis *et al.*, 2011; Otto y Smith, 2013). Se pueden basar en el conocimiento de un geomorfólogo experto, o bien, en la aplicación de modelos estadísticos/determinísticos (Dramis *et al.*, 2011).

Según Spiridonov (1974), la cartografía geomorfológica aborda la clasificación de las formas del relieve y su representación cartográfica, así como los principios de su generalización a diferentes escalas.

Bajo esa óptica, Spiridonov (1974, 1981) divide los tipos de mapas geomorfológicos en:

- Específicos o parciales y generales, según el contenido.
- Analíticos, sintéticos y complejos, según el nivel de generalización de los indicadores y características.
- Tipológicos y regionales, los primeros son aquellos donde las regularidades de los tipos de fenómenos se repiten, mientras los segundos se destacan por mostrar solo las regiones geomorfológicas por sus singularidades.

1.2.2. Escala

Hoy en día, la escala se ha convertido en una de las principales problemáticas en la geomorfología (Dramis *et al.*, 2011). A partir de dicho concepto se han expandido las fronteras de investigación en esta ciencia, desde el transporte de partículas individuales sobre el lecho de un río, hasta los procesos tectónicos y exógenos, responsables de la historia evolutiva del relieve a escala subcontinental (Summerfield, 2005). Cabe destacar que, a partir de este principio, cada escala de trabajo y sobre todo de representación debe satisfacer la carga informativa correspondiente.

Numerosas perspectivas y cuestiones prácticas de la escala se asocian con la representación, recolección de datos e información, análisis y elaboración de modelos, e investigaciones científicas, en general (Bishop *et al.*, 2012). Las perspectivas sobre la escala espacial son variadas e incluyen conceptos sobre (Bishop *et al.*, 2012):

- *Escala geográfica*, que representa la cobertura aérea o el tamaño de los objetos.
- *Escala cartográfica*, que muestra la distribución aérea y el detalle de la información presentada.

- *Escala de medición*, que exhibe el área más pequeña sobre la cual un dato puede ser recolectado o representado, en orden de distinguir partes de un objeto.
- *Escala operacional*, que representa la escala en la cual procesos, mecanismos de retroalimentación y sistemas operan.
- *Escala computacional*, que muestra la escala en la cual la información es analizada.

Las escalas espaciales que se usan para representar rasgos geomorfológicos abarcan un amplio rango, que va de 10^7 Km² (continentes, cuencas oceánicas) a 10^{-8} Km² (estrías glaciares, *ripples*) (Tricart, 1965, en Dramis *et al.*, 2011). Por otra parte, el rango de persistencia temporal va de 10^8 años (para los rasgos más grandes) a menos de 10^2 años (para los más pequeños) en relación con su tamaño (Tabla 2) (Dramis *et al.*, 2011).

Conforme a la escala temporal de los fenómenos geomorfológicos, Baker (1986, en Dramis *et al.*, 2011) considera tres principales categorías de escalas:

1. Macroescala, sobre la cual ocurren las mayores fases de erosión/depósito, controladas por la deformación regional, formación de montañas y movimiento de placas de la corteza terrestre.
2. Mesoescala, la cual se orienta en los mayores cambios del relieve y el paisaje a través de cientos a miles de años, lo cual implica una compleja interacción entre los controles tectónicos y climáticos sobre los procesos geomorfológicos (por ejemplo, el crecimiento/retroceso de glaciares, agradación/degradación de lechos fluviales y progradación/retroceso de la línea de costa).
3. Microescala, sobre la cual se asume que las principales variables de tectónica y clima son constantes (procesos que caracterizan a dunas, glaciares, ríos o playas que reflejan solo los eventos a corto plazo, que, a su vez, dictan la física del flujo local).

Tabla 2. Orden espacial/temporal de los rasgos de la superficie de La Tierra. Modificado de Dramis et al., 2011.

Orden	Km ²	Rasgos correspondientes de la superficie de la Tierra	Persistencia aproximada (años)
1	10 ⁷	Continentes, cuencas oceánicas	10 ⁸ -10 ⁹
2	10 ⁶	Escudos	10 ⁸
3	10 ⁴	Unidades tectónicas de escala media (cuencas sedimentarias, sistemas montañosos, domos)	10 ⁷ -10 ⁸
4	10 ²	Unidades tectónicas de escala pequeña (sistemas de fallas, volcanes, subcuencas sedimentarias)	10 ⁷
5	10 ² -10	Unidades de erosión/depósito de escala grande (deltas, valles mayores, piedemontes)	10 ⁶
6	10-10 ⁻²	Unidades de erosión/depósito de escala media (llanuras de inundación, abanicos aluviales, morrenas, valles menores)	10 ⁵ -10 ⁶
7	10 ⁻²	Unidades de erosión/depósito de escala pequeña (crestas, terrazas, dunas)	10 ⁴ -10 ⁵
8	10 ⁻⁴	Unidades de procesos geomorfológicos de escala grande (laderas, secciones de canales)	10 ³
9	10 ⁻⁶	Unidades de procesos geomorfológicos de escala media (vados y pozas, barras, <i>solution pits</i>)	10 ²
10	10 ⁻⁸	Unidades de procesos geomorfológicos de microescala (<i>ripples</i> fluviales y eólicos, estrías glaciares)	

Si se toma en cuenta que los mecanismos genéticos, el tiempo de persistencia y, más generalmente, la naturaleza de las características geomorfológicas cambia conforme cambian las dimensiones de las formas del relieve, se entiende que mapas con escalas significativamente diferentes no pueden abordar los mismos contextos geomorfológicos, a menos que tengan objetivos distintos (Dramis *et al.*, 2011). Por lo tanto, dado que fenómenos geomorfológicos ocurren a diferentes escalas y que en cada

escala se representan diferentes procesos y formas del relieve, la elección de dicho atributo será en función de los objetivos de la investigación (Evans, 2003; Gustavsson y Kolstrup, 2009; Dramis *et al.*, 2011).

De acuerdo con el nivel de detalle cartográfico, los mapas geomorfológicos se pueden clasificar en tres categorías, según el esquema propuesto por Dramis y Bisci (1998):

- *Mapas geomorfológicos de gran escala* (escala $>1:25,000$).
- *Mapas geomorfológicos de mediana escala* (escala de $1:25,000$ a $1:250,000$).
- *Mapas geomorfológicos de pequeña escala* (escala $< 1:250,000$).

En el caso de investigaciones aplicadas se puede variar la escala cartográfica, con vistas a estudios de evolución geodinámica de formas del relieve locales, muy adecuados para el estudio de riesgos geomorfológicos.

1.2.2.a. Mapas geomorfológicos de gran escala

Los mapas geomorfológicos de gran escala son elaborados con suficiente detalle para permitir la representación correcta de las características morfográficas, morfométricas, morfogenéticas, morfocronológicas y morfodinámicas de la mayoría de las formas del relieve reconocibles en laderas, valles, llanuras, costas, etc. (Dramis *et al.*, 2011), además de los aspectos estructuro-geomorfológicos y de control lito-estratigráfico, aunque constituyen una categoría específica morfoestructural. Para una adecuada interpretación, se debe proporcionar información pertinente sobre las principales características estratigráficas/sedimentológicas y sobre los grosores de los depósitos cercanos a la superficie que se relacionan con formas del relieve, así como la litología del substrato rocoso y sus rasgos estructurales (Evans, 1990; Dramis *et al.*, 2011).

Para la mejor comprensión de la génesis del relieve, y en orden de evaluar sus posibles tendencias futuras, el contenido del mapa puede ser enriquecido con información de las aguas superficiales/subterráneas, cobertura vegetal, uso de suelo, etc. (Dramis *et al.*,

2011). Por supuesto, esta carga informativa lo colocarían como un mapa físico-geográfico general, con el cual se podrían realizar diversos análisis correlativos y aplicados a la agricultura, urbanismo, planeación territorial, confort climático, optimización constructiva y arquitectónica, entre muchas aplicaciones.

La producción de estos mapas se basa esencialmente en el reconocimiento sistemático de campo. Las observaciones de campo deben ser respaldadas por análisis de laboratorio (sedimentológicos, paleontológicos, palinológicos, cronológicos), así como de análisis que se basen en el uso de Modelos Digitales de Elevación (MDEs) (Hubbard y Glasser, 2005; Dramis *et al.*, 2011).

1.2.2.b. Mapas geomorfológicos de mediana escala

Los mapas geomorfológicos de mediana escala proporcionan una representación de las grandes unidades del relieve (cadenas volcánicas, escarpes de falla, cuencas tectónicas, mesas, cuestas, *inselbergs*, superficies de planación, terrazas aluviales/costeras, llanuras aluviales, valles glaciares, campos de dunas, etc.) las cuales pueden ser reproducidas en su totalidad, o en la mayoría de su extensión, lo cual permite la representación de relaciones mutuas y secuencias morfo-cronológicas (Dramis *et al.*, 2011).

Formas del relieve más pequeñas, tales como aquellas presentes en laderas y valles, son agrupadas o representadas por símbolos que no tienen escala. La subdivisión de las formas del relieve, depósitos cercanos a la superficie y procesos genéticos debe ser necesariamente más generalizada que en los mapas de gran escala. Los mapas geomorfológicos de mediana escala son elaborados, esencialmente, a partir de la interpretación de fotografías aéreas y trabajo de campo. Las observaciones de campo usualmente se restringen a áreas de muestreo o transectos representativos, con el objetivo de recolectar claves interpretativas desde el análisis de percepción remota (Dramis *et al.*, 2011)

1.2.2.c. Mapas geomorfológicos de pequeña escala

Los mapas geomorfológicos de pequeña escala pueden ser clasificados en tres grupos (Dramis *et al.*, 2011):

1. Mapas producidos por un número de “estudios de gabinete”, tales como la generalización de mapas de mayor escala previos, extrapolación de situaciones conocidas a partir de áreas comparables e información bibliográfica.
2. Mapas derivados directamente de la interpretación de imágenes de satélite.
3. Mapas derivados, obtenidos simplemente de la generalización de mapas de mayor escala. En este caso se denominan mapas geomorfológicos sintéticos.

Los mapas de pequeña escala representan el marco estructural de la superficie terrestre y la historia geomorfológica de las mayores unidades de depósito/erosión, cadenas volcánicas y rocas efusivas, y mega-macroestructuras morfotectónicas (Dramis *et al.*, 2011).

1.2.3. Nuevos métodos y técnicas en la cartografía geomorfológica

Actualmente, la comunidad científica de las ciencias de La Tierra hace cada vez más uso de nuevas técnicas para la recolección, análisis, almacenamiento y visualización de información para la elaboración de mapas geomorfológicos, como resultado de los avances tecnológicos de diversos instrumentos de medición, procesamiento y análisis, además de la mayor resolución de la información disponible (Bishop *et al.*, 2012; Seijmonsbergen, 2012, 2013).

Este incremento en el uso de nuevas tecnologías ha llevado a nuevas oportunidades de aplicaciones en la cartografía geomorfológica, desde análisis multiescalares y multitemporales, hasta el estudio de regiones inaccesibles de La Tierra, así como de

otros planetas y cuerpos celestes (Griffiths *et al.*, 2011; Verstappen, 2011; Bishop *et al.*, 2012; Schrott *et al.*, 2013; Seijmonsbergen, 2013).

En este sentido, los avances de mayor importancia dentro de esta disciplina han sido las mejoras en los Sistemas de Posicionamiento Global (GPS), los referentes a los Sistemas de Información Geográfica (SIG), el aumento en la variedad de imágenes satelitales y su resolución espectral, así como en los Modelos Digitales de Elevación (MDE) (Seijmonsbergen, 2013).

De este modo, los mapas geomorfológicos modernos son capas de información digital con distintos atributos que se encuentran almacenadas en un SIG. Dichas capas pueden provenir de la digitalización de mapas “clásicos” (los cuales pueden ser actualizados a través de distintas herramientas), del análisis de MDE’s o de la generación semiautomática de mapas derivados (Seijmonsbergen, 2013).

A pesar del uso generalizado de estas herramientas hoy en día, todavía resulta necesario el conocimiento de un experto a través de la interpretación del paisaje para poder validar los distintos procesos activos en las formas del relieve, así como su génesis, reconstrucción de paisajes anteriores, proyecciones de posibles cambios en el futuro, entre otros (Seijmonsbergen, 2013).

1.3. Geomorfometría

La Geomorfometría es la ciencia que se encarga de la elaboración de modelos y el análisis cuantitativo de la superficie terrestre (Mark, 1975; Evans, 2004; Pike *et al.*, 2009; Coblentz *et al.*, 2014; Florinsky, 2017).

Esta ciencia interdisciplinaria se ha desarrollado a partir de las matemáticas, ciencias de La Tierra y, más recientemente, de las ciencias de la computación y tiene un campo de aplicación importante en distintas áreas, tales como geomorfología, ingeniería, biología, geología, geofísica, climatología, hidrología, ciencia del suelo, ciencias

planetarias, medicina, etc., debido a su efectividad para resolver problemas a diferentes escalas (Pike, 2000; Evans, 2004; Pike *et al.*, 2009; Florinsky, 2017). Evans (1972), menciona que es necesario añadir el prefijo “geo”, al término más usual de “morfometría”, en orden de distinguir la medición de las formas del relieve, de las formas zoológicas y de las partículas sedimentarias.

Se pueden distinguir dos ramas principales de la geomorfometría: la general y la específica (Evans, 1972, 2004; Pike *et al.*, 2009).

La forma de la superficie es un campo continuo y cubre por completo a La Tierra, así como otros planetas, lunas y asteroides (Evans, 2012). La geomorfometría general se enfoca en la medición y análisis de este campo continuo (Evans, 1972; Pike *et al.*, 2009; Dragut y Eisank, 2011; Evans, 2012). Por otro lado, las formas del relieve son segmentos limitados de una superficie, además de que pueden ser discontinuos, por lo tanto, no necesitan cubrir por completo la superficie (Evans, 2012). En este sentido, la geomorfometría específica se encarga de analizar las características geométricas y topológicas de formas discretas del relieve, las cuales pueden ser separadas de superficies adyacentes a partir de criterios claros de delimitación (Evans, 1972; Dragut y Eisank, 2011; Evans, 2012; Coblenz *et al.*, 2014).

Actualmente, el insumo principal para el análisis morfométrico corresponde al Modelo Digital de Elevaciones (MDE), que es un conjunto de puntos cuadrículados en el espacio cartesiano, con valores atribuidos de elevación y que representa una aproximación de la superficie terrestre (Hengl y Evans, 2009; Pike *et al.*, 2009; Wilson, 2012).

1.3.1. Variables geomorfolométricas

Una *variable geomorfolométrica* (también llamada atributo del terreno o parámetro geomorfolométrico) es una característica cuantitativa de la forma de la superficie terrestre (Niculita, 2011). Dichas variables describen a la superficie independientemente de su origen (Florinsky, 2018).

Pike *et al.* (2009), hacen una diferencia entre *parámetro* y *objeto de la superficie terrestre*. Un *parámetro* es una medida descriptiva de la forma de la superficie (pendiente, orientación, curvatura, etc.), que se agrupa en un campo de valores continuo (generalmente como una imagen o mapa raster), mientras que un *objeto* corresponde a una característica espacial discreta (parteaguas, red de drenaje, etc.), que se representa de mejor manera en un mapa de tipo vectorial, consistente en puntos, líneas y/o polígonos (Pike *et al.*, 2009; Wilson, 2012).

A pesar de que los términos *parámetro* y *objeto*, tienen una definición más delimitada, el uso del término *variable* es de mayor frecuencia en geomorfometría, ya que es un concepto más general que los anteriores (Evans y Minár, 2011).

La importancia de las variables geomorfométricas radica en la gran variedad de aplicaciones que tienen, tales como: clasificación de formas del relieve; evaluación de peligros por procesos gravitacionales; predicción de la distribución de las propiedades del suelo; modelar los procesos de redistribución del suelo, entre otras aplicaciones relacionadas con los sistemas terrestres (Wilson, 2012).

Existen una gran cantidad de clasificaciones de estas variables, entre las cuales se encuentran, por mencionar algunos, Shary *et al.* (2002), que se enfocan en el campo físico específico de una variable (gravedad, radiación solar, etc.), o la invariancia respecto a un campo, además de la tipología global, regional o local; por otra parte, Evans y Minár (2011), realizan una clasificación de dos tipos de variables: de campo y de objeto, en la cual las variables de campo se dividen respecto al campo gravitatorio, otros campos y la invariancia de un campo, y a su vez se subdividen en locales y regionales, mientras que las variables de objeto se segmentan en areales, lineales o puntuales; por último, Florinsky (2017), divide a las variables morfométricas a partir del sentido matemático y el campo físico de la variable.

Las variables geomorfométricas que se utilizarán para la presente investigación son las siguientes:

- **Hipsometría:** la hipsometría o altimetría se refiere a la distribución de la frecuencia de elevaciones respecto al nivel del mar (altitud), dentro de un área de interés (Brocklehurst y Whipple, 2004; Evans, 2004; Rivera *et al.*, 2011, Minár *et al.*, 2013a). A menudo es usada para caracterizar a la morfología del paisaje, a partir de una definición de intervalos de valores que serán usados, en orden de delimitar claramente el relieve (Lugo, 1988; Brocklehurst y Whipple, 2004). La distribución de la altitud tiene una fuerte influencia en la temperatura, precipitación, y otras variables climáticas y, por lo tanto, controla la magnitud, y algunas veces, los tipos de procesos geomorfológicos que existen en un área determinada (Minár *et al.*, 2013a). Actualmente, la hipsometría se obtiene simplemente a partir del MDE, o la interpolación de curvas de nivel.
- **Pendiente:** desde el punto de vista matemático, la pendiente es una medida de la máxima tasa de cambio de la elevación, y se define como la primera derivada parcial (vertical) de la altitud; geoméricamente, representa el ángulo que se forma entre la horizontal de un plano y la tangencial al plano de la superficie en un punto determinado (Evans, 1972; Mark, 1975; Klinkenberg, 1992; Shary *et al.*, 2002; Olaya, 2009; Florinsky, 2017). Sus unidades se pueden dar en grados (°) o porcentaje (%), variando de 0 a 90, o, de 0 a ∞ , respectivamente (Shary *et al.*, 2002). Físicamente, refleja la distribución de la fuerza de gravedad y la velocidad de flujos impulsados por dicha fuerza (Minár *et al.*, 2013b; Florinsky, 2017).
- **Orientación:** se define matemáticamente como la primera derivada parcial (horizontal) de la elevación, y geoméricamente, como el ángulo (en sentido horario) que se forma entre la dirección del norte y la proyección sobre el plano horizontal de la máxima inclinación, en un punto determinado (Evans, 1972; Klinkenberg, 1992; Felicísimo, 1994; Florinsky, 2011). Usualmente se mide en grados, de 0 a 360, y representa la dirección de un flujo impulsado por la fuerza de la gravedad (Olaya, 2009; Minár *et al.*, 2013b; Florinsky, 2017).

- **Curvatura:** la curvatura en punto se define, matemáticamente, como la segunda derivada parcial de la altitud, o como la primera derivada parcial de la pendiente (Evans, 1972; Mark, 1975; Felicísimo, 1994; Olaya, 2009). Para entender el significado geométrico de la curvatura, es necesario definir una *sección normal* de una superficie. Una *sección normal* de una superficie S , en un punto determinado X , es una curva que resulta de la intersección de la superficie con el plano que pasa a través del vector n ortogonal a S (Figura 1a) (Olaya, 2009). Por lo tanto, geoméricamente, la curvatura se define como $1/R$, en donde R es el radio del círculo que mejor se ajusta a la curva resultante de una sección normal, en un punto determinado (Figura 1b); el signo de la curvatura es positivo para formas convexas $R_2 > 0$, y negativo para formas cóncavas $R_1 < 0$ (Fig. 1b), y sus unidades se representan en m^{-1} (Olaya, 2009; Florinsky, 2017). Físicamente, la curvatura refleja la aceleración/desaceleración y la convergencia/divergencia de un flujo impulsado por la gravedad (Shary *et al.*, 2002; Minár *et al.*, 2013b; Florinsky, 2017).

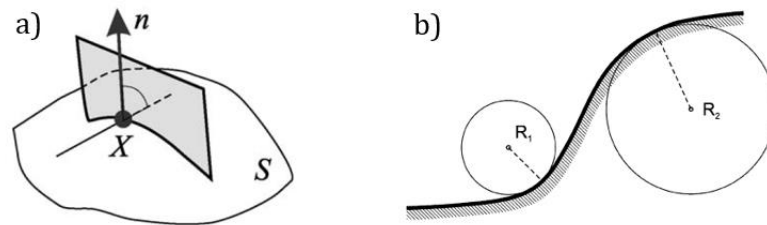


Figura 1. Esquemas referentes a la curvatura: a) sección normal; b) sentido geométrico y signos. Modificado de Olaya, 2009.

- **Energía del relieve:** esta variable fue introducida aparentemente por Partsch (1911, en Mark, 1975) bajo el nombre de *Reliefenergie* (usada generalmente de esta manera, particularmente en Alemania, Japón y México, mientras que en países anglófonos se prefiere *relative* o *local relief*, o simplemente *relief*) (Mark, 1975; Ahnert, 1984; Lugo, 1988; Pike *et al.*, 2009; Minár *et al.*, 2013a). Se define como la diferencia máxima de alturas (rango), entre los puntos de mayor y menor elevación, en un área determinada (Mark, 1975; Ahnert, 1984; Pike *et al.*,

2009; Lugo, 2011; Bhunia *et al.*, 2012). Esta variable indica los contrastes de elevación de la superficie, y se puede interpretar como un indicador de la energía potencial disponible de un área determinada (Ahnert, 1984; Pike *et al.*, 2009).

- **Densidad de drenaje:** la densidad de drenaje o de disección es una variable introducida por Horton (1932), y se refiere a la suma total de la longitud de corrientes por unidad de área (Abrahams y Ponczynski, 1984; Tucker *et al.*, 2001; Lin y Oguchi, 2004; Lugo, 2011). Esta variable puede ser calculada para cuencas hidrográficas enteras (en la cual equivale a la longitud de corrientes entre el área total de la cuenca, por lo cual se obtiene un número adimensional) o para áreas específicas (generalmente Km², por consiguiente, las unidades son Km/Km²) de la superficie terrestre (Horton 1932, 1945; Lugo, 1988; Oguchi, 1997; Lugo 2011). La densidad de drenaje expresa la influencia local de factores tales como el clima, geología, energía del relieve, suelo, entre otros factores (Oguchi, 1997; Tucker *et al.*, 2001; Lin y Oguchi, 2004; Bhunia *et al.*, 2012).
- **Lineamientos:** este término se introdujo por Hobbs, en 1904, originalmente para referirse a cualquier característica rectilínea de la superficie terrestre (Hobbs 1904, O’Leary *et al.*, 1976). Actualmente se define en un sentido más amplio, ya que se refiere a elementos rectilíneos o curvilíneos de la superficie terrestre (que pueden ser cartografiados), con una orientación definida, y que representan fenómenos geológicos o geomorfológicos de diferentes orígenes, edades y escalas (O’Leary *et al.*, 1976; Clark y Wilson, 1994; Florinsky, 2011; Lugo, 2011). El estudio de los lineamientos implica dos etapas: 1) reconocimiento y delimitación, y 2) análisis e interpretación (Ollier, 1981). La primera etapa se realiza de manera manual o automática, a través del uso de cartas topográficas, fotografías aéreas, imágenes satelitales, MDE’s, entre otros insumos (e. g. Ramírez, 1990; Sander, 2007; Abdullah *et al.*, 2010; Marghany y Hashim, 2010; Hashim *et al.*, 2013; entre otros). En la segunda etapa se utilizan principalmente dos técnicas: diagramas de roseta y densidad de lineamientos. Los diagramas de roseta se utilizan para analizar la distribución de los lineamientos de acuerdo con su orientación, y generalmente los valores se definen a partir del acimut (ángulo medido desde el norte, en sentido horario)

(Scheidegger, 2004; Hung *et al.*, 2005; Thannoun, 2013). Por último, la densidad de lineamientos se define como la longitud total de lineamientos por unidad de área (generalmente Km^2), por lo cual sus unidades son Km/Km^2 (Hung *et al.*, 2005; Ekneligoda y Henkel, 2010; Hashim *et al.*, 2013).

- **Insolación:** la insolación o modelo de sombreado de laderas (*Hillshade*), es una variable que representa la iluminación de la superficie terrestre por el flujo de luz solar en un punto determinado (Florinsky, 2011). Dicha medida depende de la posición del sol, la cual se establece mediante el acimut y el ángulo del sol a partir del horizonte (Shary *et al.*, 2002; Florinsky, 2011). Se puede representar en porcentaje o en una escala de 0 a 255 (Shary *et al.*, 2002; Ganas *et al.*, 2005; Florinsky, 2011). Esta variable es ampliamente usada en geociencias, debido a que refleja la forma de la superficie topográfica, además de que es posible realizar modelos de distintas posiciones del sol en la esfera celeste, que en la naturaleza son imposibles (Florinsky, 2011). De esta manera es posible inferir estructuras geológicas (e. g. Oguchi *et al.*, 2003; Ganas *et al.*, 2005; Abdullah *et al.*, 2010; entre otros), así como ciertos fenómenos edafológicos y geomorfológicos (e. g. Van Den Eeckhaut *et al.*, 2005; Notebaert *et al.*, 2009; Najafifar *et al.*, 2019, entre otros).

1.4. Metodología resumida

La metodología de la presente tesis se puede dividir en cuatro pasos: 1) recopilación de información; 2) caracterización geomorfométrica, y 3 y 4) análisis y cartografía geomorfológica general (Figura 2).

El primer paso consistió en la recopilación de información sobre el análisis geomorfométrico, además de información referente a la cartografía geomorfológica. Aunado a esto, se obtuvo la información sobre las características físicas del área de estudio (fisiografía, geología, clima, edafología y uso de suelo) para su posterior elaboración cartográfica.

Para la caracterización geomorfométrica, fue necesaria la obtención del MDE del área de estudio. Una vez que se obtuvo el MDE, se procesó en el Sistema de Información Geográfica ArcGis 10.2 (ESRI, 2012) para la elaboración de la cartografía geomorfométrica, la cual incluyó hipsometría, pendiente, orientación, curvatura, energía del relieve, densidad de drenaje, insolación (*hillshade*) y densidad de lineamientos.

El tercer paso consistió en la elaboración de la cartografía geomorfológica general. Para esto, fue preciso realizar la interpretación de imágenes satelitales y de las características geomorfométricas y geológicas, con el fin de delimitar las distintas unidades del relieve del área de estudio.

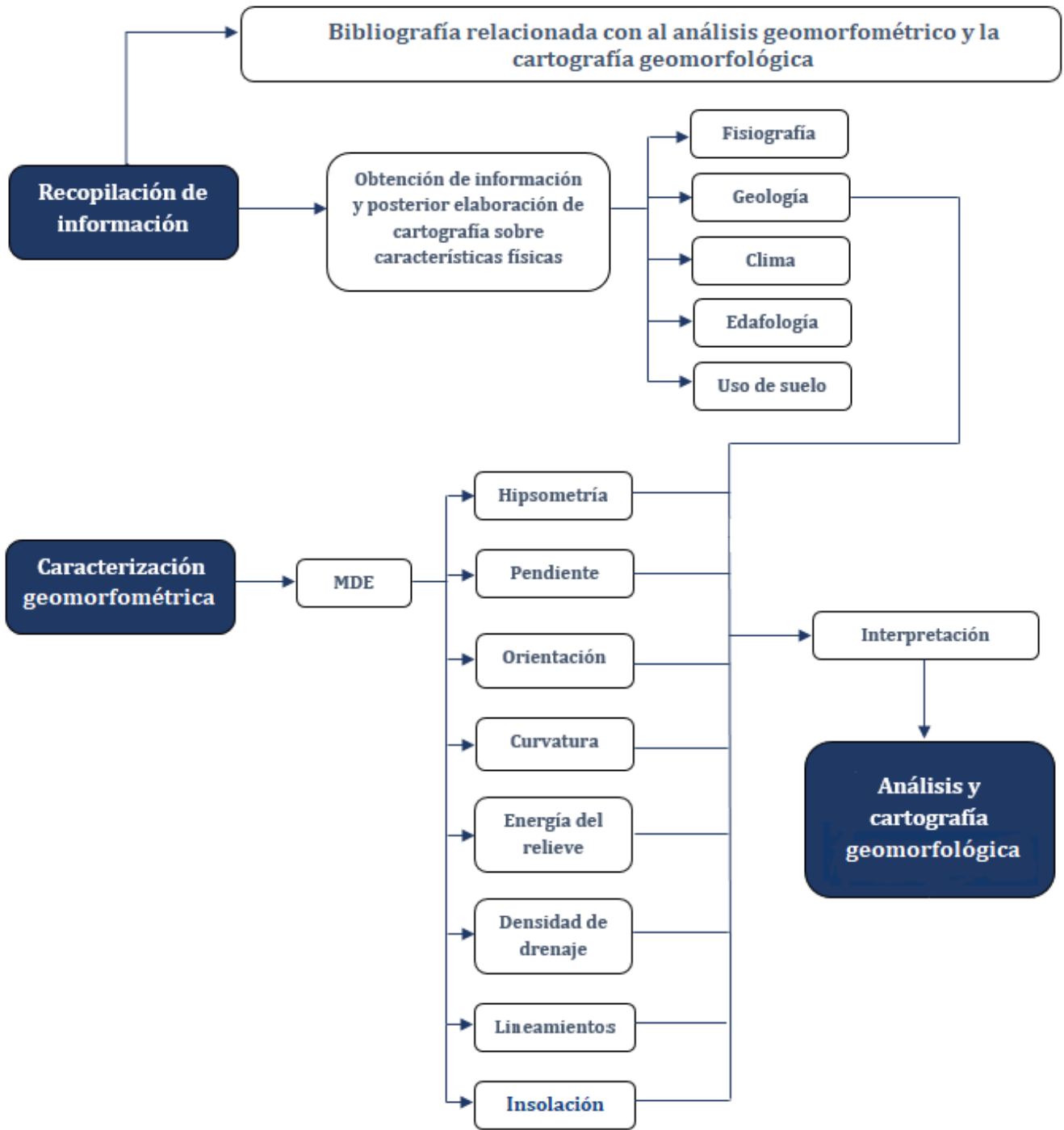


Figura 2. Diagrama metodológico de la presente tesis.

Capítulo II: Marco geográfico.

2.1. Ubicación

El área de estudio se localiza en el estado de Oaxaca, entre las coordenadas 17°37'36"-17°59'16", de latitud N, y 95°54'16"- 96°13'13", de longitud W (Figura 3); abarca un área de 1,487.89 km² y se localiza entre los municipios de Santiago Jocotepec (que comprende 26.98% del área total), Santa María Jacatepec (20.18%), San Juan Bautista Tuxtepec (18.54%), San José Chiltepec (13.51%), Ayotzintepec (9.25%), San Juan Bautista Valle Nacional (4.32%), Loma Bonita (3.48%), Ixtlán de Juárez (2.44%) y Santiago Camotlán (1.29%).

2.2. Características físicas y socioeconómicas

2.2.1 Fisiografía

La fisiografía se encarga de describir, cualificar y analizar el sistema de atributos que configuran a la superficie terrestre con el fin de relacionar dichos atributos con las formas del relieve, en un contexto regional (Pedraza, 1996).

En México, el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), adoptó el sistema fisiográfico de clasificación del relieve, el cual utiliza criterios geológicos y topográfico-geométricos para definir con precisión seis niveles jerárquicos, que incluyen: 1) Provincia fisiográfica; 2) Subprovincia fisiográfica; 3) Discontinuidad fisiográfica; 4) Sistemas de topofomas; 5) Topofomas, y 6) Elemento topográfico (Bocco *et al.*, 2010).

Para la presente investigación, se utilizarán los primeros dos niveles jerárquicos, que se definen como:

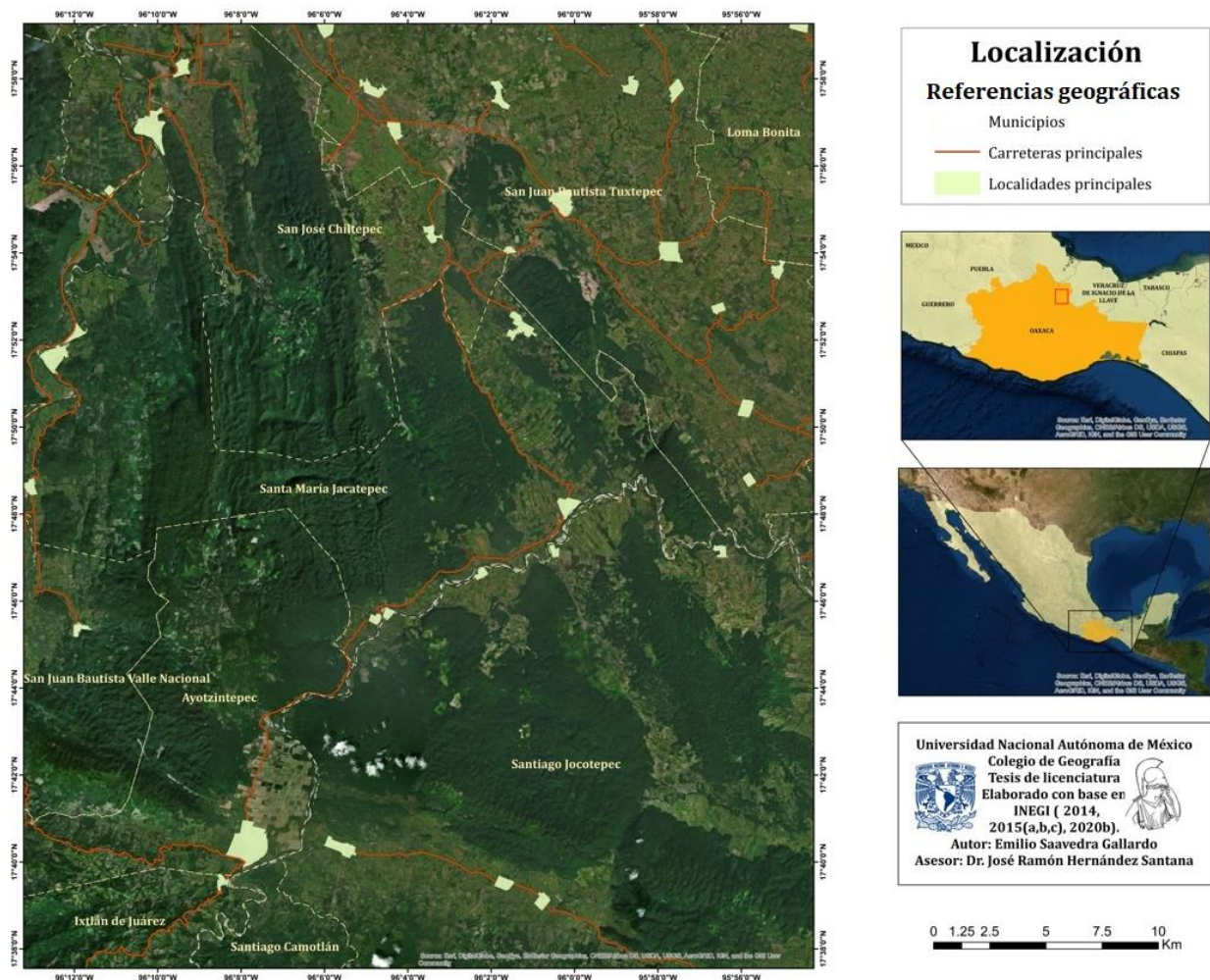


Figura 3. Mapa de ubicación del área de estudio.

- **Provincia fisiográfica:** Consiste en los grandes conjuntos estructurales que integran un continente; generalmente conforman unidades morfológicas superficiales con características distintivas tales como origen geológico unitario sobre la mayor parte de su superficie, un sólo patrón o un mosaico litológico complejo que resulta de un origen común, morfología propia y extensa (Quiñones, 1987, en Bocco *et al.*, 2010).
- **Subprovincia fisiográfica:** se integra por formas del relieve típicas de la provincia, pero su frecuencia, magnitud o variación morfológica son diferentes a las de la provincia en general, ahora asociadas por otras diferentes y que le son

distintivas por no aparecer en forma importante en el resto de la provincia (Quiñones, 1987, en Bocco *et al.*, 2010).

La zona de estudios se localiza dentro de dos provincias fisiográficas: la Sierra Madre del Sur (SMS), y la Llanura Costera del Golfo Sur (LCGS). A su vez, comprende dos subprovincias fisiográficas: Sierras Orientales, y Llanura Costera Veracruzana (Figura 4).

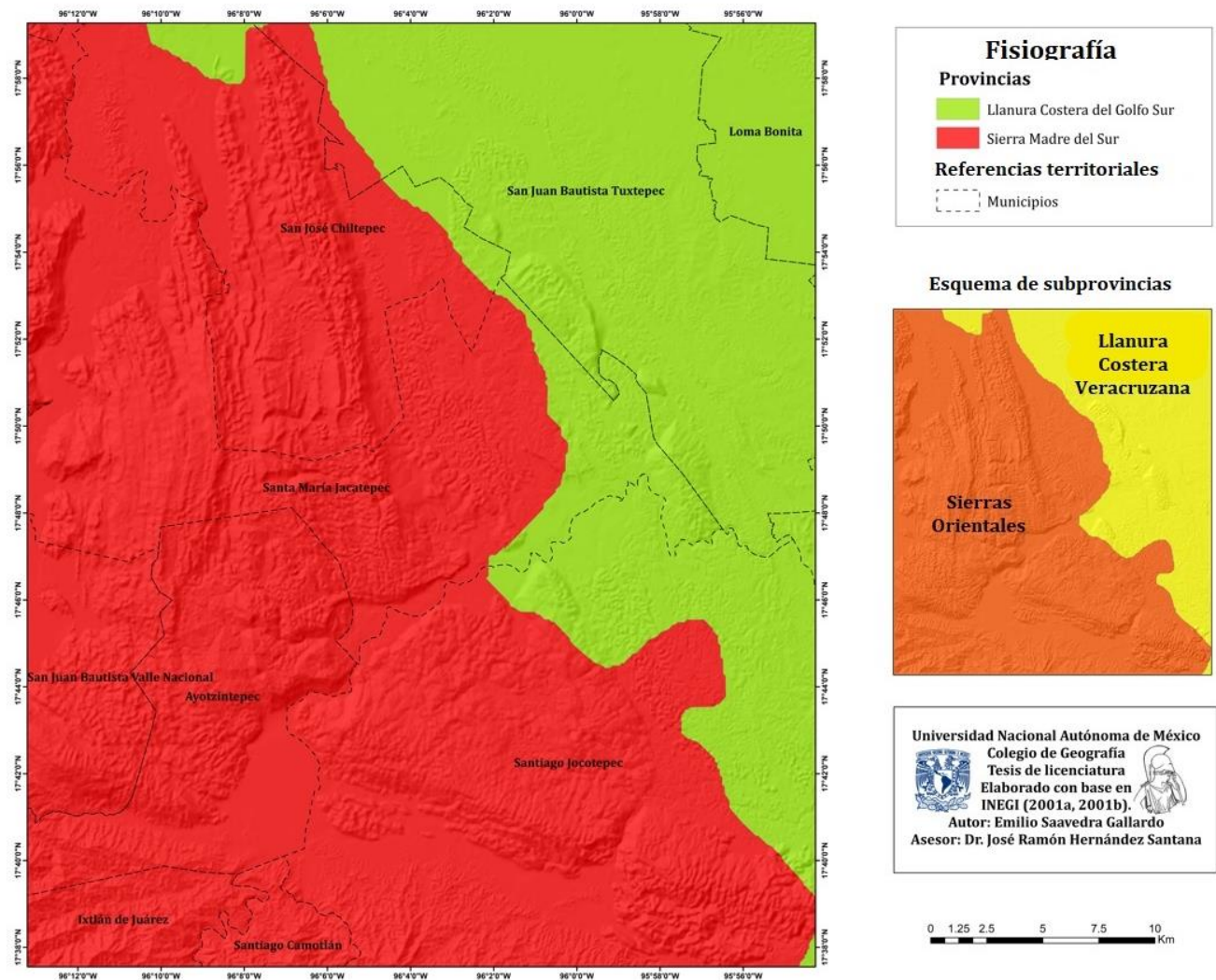


Figura 4. Provincias y subprovincias fisiográficas. Elaborado con base en INEGI (2001a, 2001b).

2.2.1.a. Sierra Madre del Sur

La provincia de la Sierra Madre del Sur se caracteriza por presentar un relieve conformado por un sistema de bloques montañosos, con diferente composición y edad, además de poseer una gran complejidad geológica, debido a que posee un registro estratigráfico que va del Precámbrico al Reciente (Lugo y Córdova, 1992; Velasco *et al.*, 2016).

Se extiende desde Bahía de Banderas, Jalisco, hasta la fosa tectónica del Istmo de Tehuantepec, con una longitud aproximada de 1200 km, un ancho de alrededor de 150 km y una dirección general NW-SE (Lugo, 1990; Velasco *et al.*, 2016).

La SMS posee diferentes nombres, según la entidad en la que se encuentre: Sierra del Cuale, Sierra del Parnaso y Sierra del Perote en Jalisco; Sierra de Coalcomán en Michoacán; Sierra de Cuchilla, Cumbres de la Tentación y Sierra de Tenango en Guerrero; Sierra de Colotepec, Sierra de Juquila y Sierra de Miahuatlán en Oaxaca (Velasco *et al.*, 2016).

La altitud promedio oscila entre los 2000 a 2500 msnm, con elementos que sobrepasan los 3000 m, principalmente en Guerrero y Oaxaca (Velasco *et al.*, 2016). Generalmente, las mayores altitudes corresponden a estructuras de rocas calizas y volcánicas. Frente a las costas de Oaxaca, el relieve alcanza mayores alturas en estructuras de rocas metamórficas paleozoicas (Lugo, 1990).

El relieve de la SMS se caracteriza por presentar una intensa disección, la cual se reconoce por las altas concentraciones de corrientes fluviales y valles profundos. En general, las precipitaciones medias anuales superan los 1000 mm (Lugo, 1990; Lugo y Córdova, 1992).

Desde Bahía de Banderas y hasta el valle de Colima, predominan las rocas graníticas cretácicas, pertenecientes a un batolito con divisoria de hasta 2500 msnm; hacia el río Balsas, se levanta un conjunto de montañas de rocas mesozoicas plegadas, intrusivos cretácicos y rocas volcánicas terciarias.

En dirección sur, se presenta una estructura en bloques de rocas del tipo granito y gneis, del Paleozoico y el Jurásico; asimismo, se reconoce la presencia de las rocas más antiguas de este sistema montañoso: gneises precámbricos asociados con granitos paleozoicos (Lugo, 1990).

Hacia el Pacífico, la margen montañosa está limitada por una planicie estrecha, interrumpida en grandes extensiones por escarpes y laderas abruptas de la sierra. Las zonas más septentrionales de la SMS corresponden a Guerrero-Morelos y norte de Oaxaca. La primera consiste en una serie de elevaciones, principalmente de rocas calizas cretácicas, y valles intermontanos, cubiertos ambos al norte por materiales del Sistema Neovolcánico Transmexicano (SNT) (Lugo, 1990).

En la zona limítrofe del SNT y la SMS, en la porción meridional de Puebla, se extiende al sureste la Cañada Oaxaqueña, un valle de origen tectónico; dicho valle queda limitado al oriente por la Sierra de Juárez, una gran estructura montañosa en bloque, consistente en bloques de rocas metamórficas paleozoicas (de aproximadamente 110 km de longitud), y rocas sedimentarias cretácicas plegadas, con un buen desarrollo kárstico (Lugo, 1990).

En Oaxaca, la Sierra Madre del Sur es la provincia con mayor superficie, abarcando el 70% del área total del estado (INEGI, 2016).

2.2.1.b. Llanura Costera del Golfo Sur

La provincia de la Llanura Costera del Golfo Sur se localiza al sureste de la República Mexicana y está limitada al oeste por el Sistema Volcánico Transversal, al sur por la Sierra Madre del Sur y al este por la Península de Yucatán. Se extiende por las regiones costeras del sur de Veracruz, la mayor parte del estado de Tabasco, algunas zonas del norte de Oaxaca y Chiapas, y el suroeste de Campeche (Zarazúa *et al.*, 2014).

A su vez, esta provincia se conforma por las siguientes subprovincias: Llanura Costera Veracruzana; Sierra de los Tuxtlas; y, Llanuras y Pantanos Tabasqueños (Medina *et al.*, 2010; Zarazúa *et al.*, 2014).

La altitud va de los 0 msnm en los límites con regiones costeras, a los 550 msnm en los límites con la sierra, mientras que su anchura promedio varía entre 125 y 150 Km. Los climas predominantes corresponden a cálidos subhúmedos y húmedos, con temperaturas medias anuales entre 24° a 27 °C y precipitación pluvial anual entre 1 500 y 2 250 mm (Zarazúa *et al.*, 2014).

Está conformada principalmente por sedimentos cuaternarios que se asientan a su vez sobre rocas calizas, areniscas y margas del terciario. En algunas regiones del litoral del Golfo abundan áreas pantanosas y lagunas, mientras que en otros sectores la llanura se hace muy estrecha debido a frentes montañosos. En la porción sur aparecen calizas que dan origen a un relieve kárstico y numerosas corrientes de agua subterráneas (FIDESUR, 2021).

A diferencia de la Llanura Costera del Golfo Norte, esta provincia cuenta con un importante depósito de sedimentos por parte de los ríos que desembocan en el sector sur del Golfo de México, principalmente los ríos Papaloapan, Coatzacoalcos, Grijalva y Usumacinta, los cuales son los más caudalosos del país (Medina *et al.*, 2010).

En general, la mayor parte de la provincia está muy próxima al nivel del mar y cubierta de material aluvial, a excepción de la Sierra de los Tuxtlas y algunos lomeríos bajos (Medina *et al.*, 2010).

En el estado de Oaxaca, la Llanura Costera del Golfo Sur se extiende por una superficie equivalente al 9.59% del área total (INEGI, 2016).

2.2.2. Clima

Las regiones climáticas se obtuvieron de la cartografía a escala 1: 1,000,000 de CONABIO (García, 1998). La región con mayor presencia dentro del municipio

corresponde a la A(f), con un 60.29% del área total (Figura 5); este clima se caracteriza por ser cálido húmedo, con temperatura media anual mayor de 22°C y temperatura del mes más frío mayor de 18°C, precipitación del mes más seco menor a 60 mm, lluvias de verano y porcentaje de precipitación invernal de 5 a 10.2% del total anual (García, 1998). Este clima abarca toda la franja central del área de estudio.

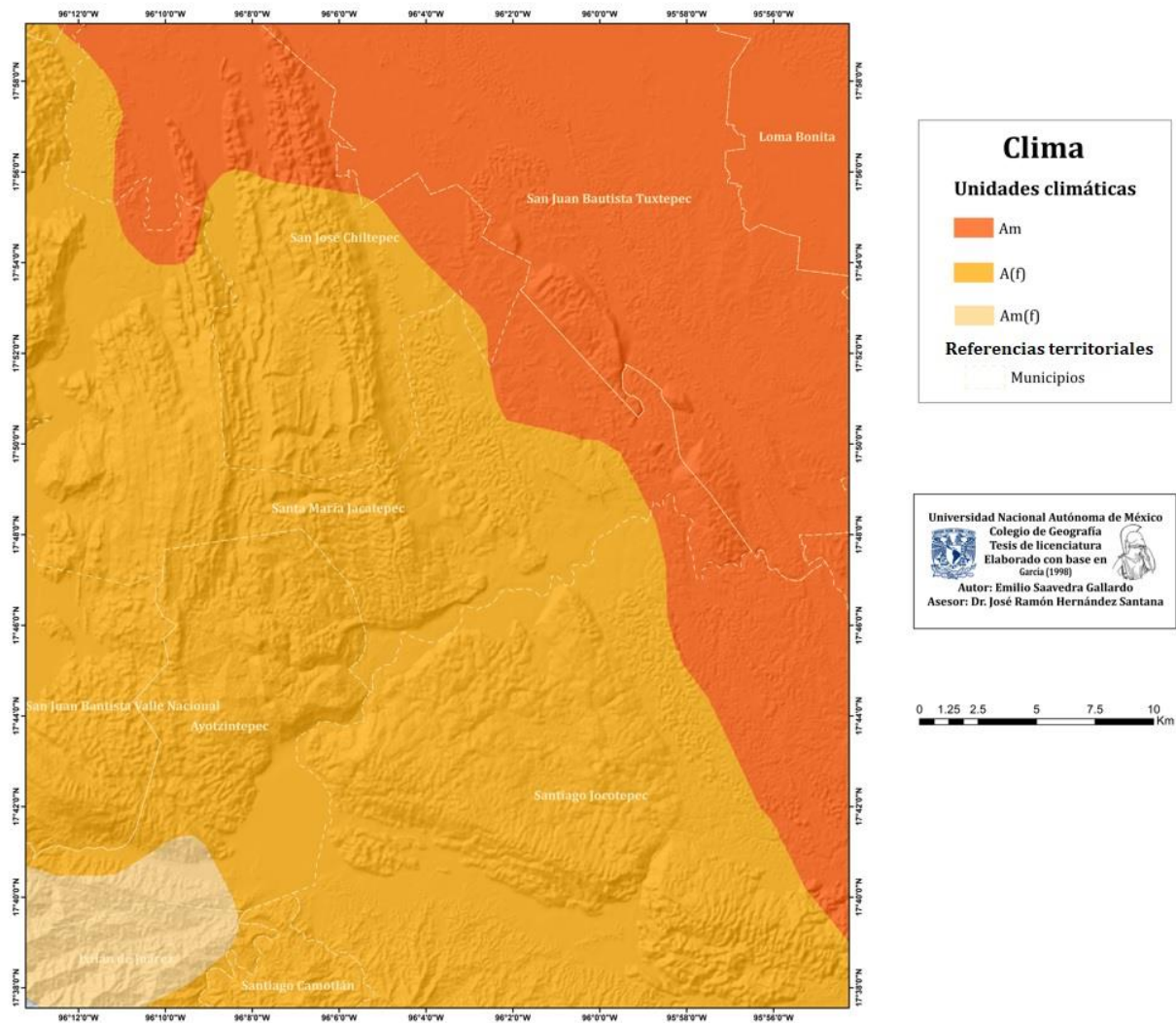


Figura 5. Mapa de regiones climáticas. Elaborado con base en García (1998).

La segunda región con mayor extensión es la Am (36.28%), la cual es un clima cálido húmedo, con temperatura media anual mayor de 22°C y temperatura del mes más frío mayor de 18°C y con lluvias de verano (García, 1998). Esta región se localiza en la franja norte-este.

Por último, el clima con menor extensión (3.43%) corresponde al Am (f), un cálido húmedo, con temperatura media anual mayor de 22°C y temperatura del mes más frío mayor de 18°C (García, 1998). Se localiza en una porción al suroeste del área de estudio.

2.2.2.a. Precipitación

La información referente a precipitación media anual y temperatura media anual se obtuvo a partir de la interpolación de los datos de las normales climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional, en el periodo 1980-2010. El método utilizado para la interpolación fue Kriging y se usó la información de 18 estaciones, las cuales se encuentran dentro de las 7 subcuencas de la zona de estudio (Tabla 3).

Tabla 3. Datos de estaciones meteorológicas utilizadas para los mapas de precipitación media anual y temperatura media anual.

Estación	Nombre	Coordenadas		Altura (msnm)	Precipitación (mm)	Temperatura (°C)
		Latitud (N)	Longitud (W)			
20007	Ayutla	17°01'00"	96°05'59"	2,056	1310.5	11.5
20008	Bethania	17°55'06"	96°00'23"	70	2171.2	26.6
20014	Cantón	18°01'00"	96°16'59"	51	3679.5	25.6
20023	Cuajimuloyas	17°07'30"	96°25'00"	2,853	1044.6	10.7
20042	Santa María Jacatepec	17°52'00"	96°12'00"	47	4117.7	25.7
20084	Papaloapan	18°08'59"	96°04'59"	2,744	1924.1	S/D

20114	San Lucas Arroyo Paloma	17°50'19"	96°22'03"	346	3844.3	22.6
20145	San Miguel Talea de Castro	17°21'00"	96°15'00"	1,607	1231.5	19.4
20161	San Pedro Teutila	18°00'00"	96°42'35"	452	2173.4	20.7
20175	Valle Nacional	17°46'59"	96°19'00"	82	3047.6	22.5
20177	San Ildefonso Villa Alta	17°21'00"	96°09'00"	1,268	1,254.6	19.6
20183	San Juan Yae	17°25'59"	96°16'59"	1,440	2591.8	18.5
20189	Zapote	17°40'59"	95°53'26"	86	2899.2	26.2
20294	San Juan Bautista Tuxtepec II	18°04'59"	96°07'59"	31	2172.8	25.9
20314	Yalalag (CFE)	17°11'26"	96°10'08"	1,191	847.2	21.2
20385	Totontepec	17°15'00"	96°06'24"	1,645	3112.2	16.4
20504	Tlahuintoltepec	17°05'29"	96°03'34"	1,223	1387.2	17.9
20508	San José Trujapam	18°03'49"	96°32'31"	1,789	723.1	17.8

El mapa de precipitación media anual (Figura 6) muestra que la categoría con mayor extensión es la de 2700 a 3000 mm (49.63% del área de estudio), abarcando una franja que se extiende principalmente en el centro y sur del área, principalmente dentro de los municipios de Santiago Jocotepec, Ayotzintepec, Ixtlán de Juárez, Santiago Camotlán, Santa María Jacatepec y San José Chiltepec.

Los siguientes rangos con mayor área son los de 3000 a 3300 mm (18.76%) en la zona oeste, 2400 a 2700 mm (14.54%) en el sector noreste, y 2124 a 2400 mm (8.94%), también al noreste.

La categoría con menor importancia en cuanto a extensión es la que presenta la precipitación media más alta, es decir, la de 3300 a 3545 mm (8.13%) localizada en el cuadrante noroeste. En general, se observa que la precipitación decrece de oeste a este.

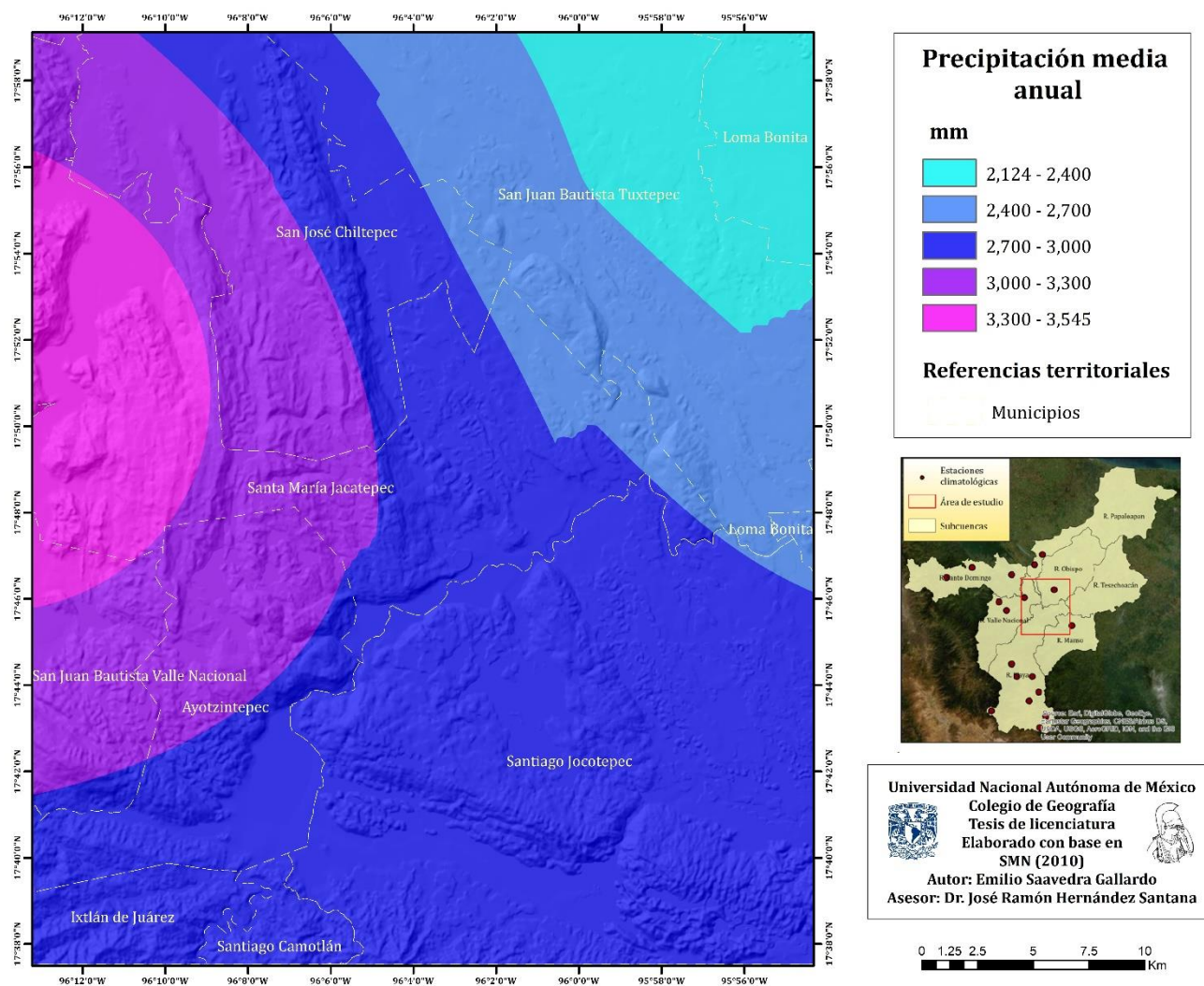


Figura 6. Mapa de precipitación media anual. Elaborado con base SMN (2010).

2.2.2.b. Temperatura

Para realizar el mapa de temperatura media anual se utilizaron 17 estaciones meteorológicas (Tabla 3), debido a que la estación “Papaloapan” no contaba con datos de temperatura.

Los resultados muestran que los rangos de mayor temperatura son los que más extensión ocupan, siendo la categoría de 25 a 26°C la primera con 48.4% del área total, y después la de 26 a 26.8°C, con 30.13%. Estos rangos se localizan principalmente en toda la sección norte de la zona de estudio, así como el cuadrante sureste y una pequeña porción del suroeste (Figura 7).

Las categorías restantes ocupan solamente el 21.47% de área, siendo el rango de 24 a 25°C el que mayor espacio tiene (13.34%), seguido del rango de 23 a 24°C (6.49%) y por último el de 22.6 a 23°C (1.64%). De manera general, se puede observar que la temperatura aumenta en dirección noreste.

2.2.3. Hidrografía

La zona de estudio se localiza dentro de la Región Hidrológica no. 28 “Papaloapan”, la cual pertenece a la vertiente del Golfo de México. Tiene una extensión de 58,269.630 Km² y su precipitación media anual es de 1,692.5 mm. La región se divide en dos subregiones hidrológicas: Río Papaloapan y Papaloapan A (DOF, 2017). El área de estudio se localiza dentro de la primera subregión (Figura 8).

La subregión hidrológica Río Papaloapan comprende toda la cuenca de dicho río y sus afluentes, entre los que destacan los ríos Santo Domingo, Tonto, Blanco, San Juan y Tesechoacán. El área de esta subregión es de 47,600.51 Km², lo que representa más del 81% del área de la Región Hidrológica No. 28. La precipitación media anual es alrededor de 1,785 mm y el escurrimiento medio anual de 42,018.319 millones de m³ (DOF, 2017).

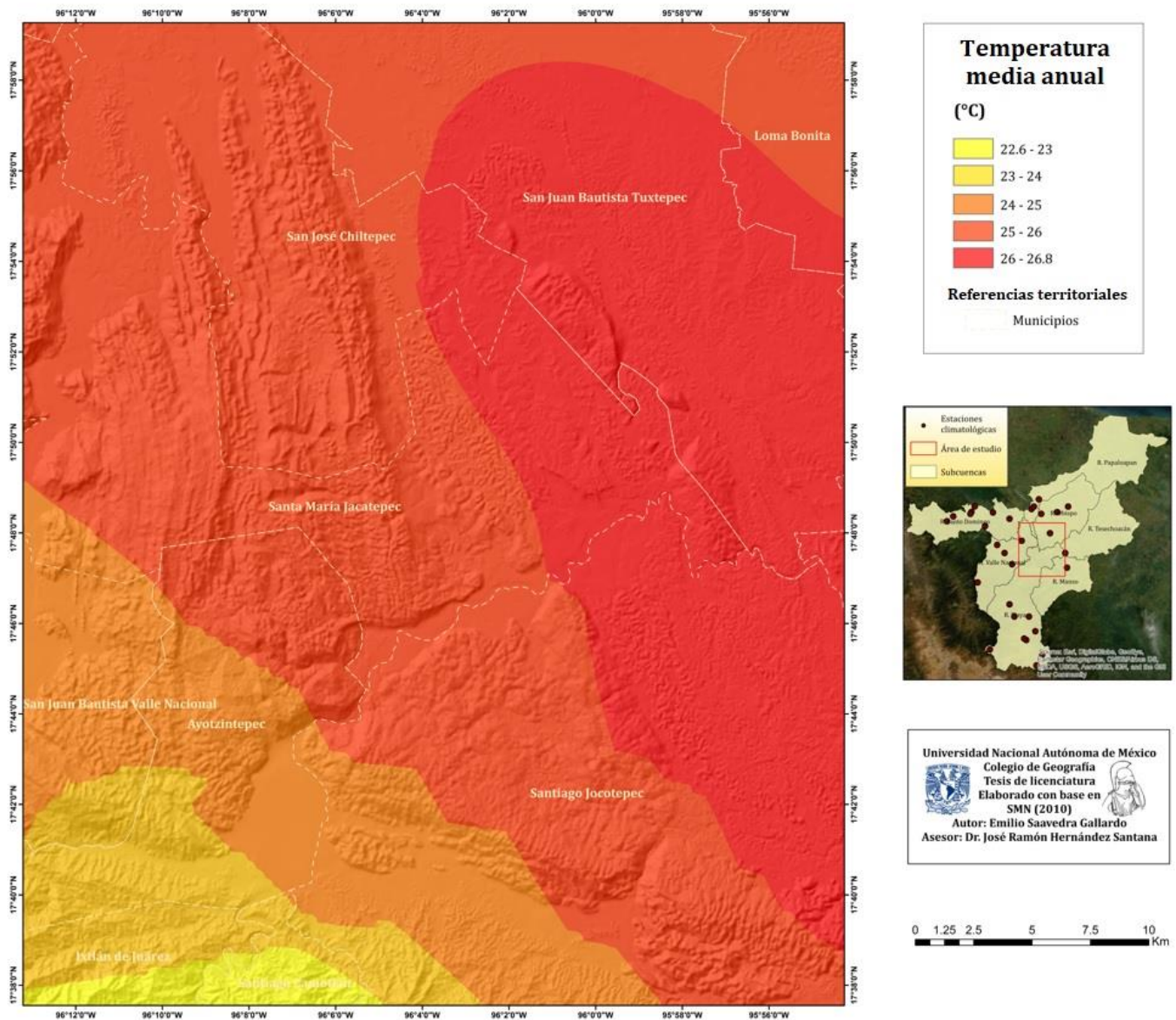


Figura 7. Mapa de temperatura media anual. Elaborado con base SMN (2010).

Dentro del área de estudio, se localizan siete subcuencas hidrográficas, de las cuales ocupan una mayor extensión las del Río Playa (22.07%) y del Río Papaloapan (20.1%); por otro lado, la subcuenca del Río Manso es la que menor espacio ocupa, con una superficie correspondiente al 8.74% del área total (Tabla 4).

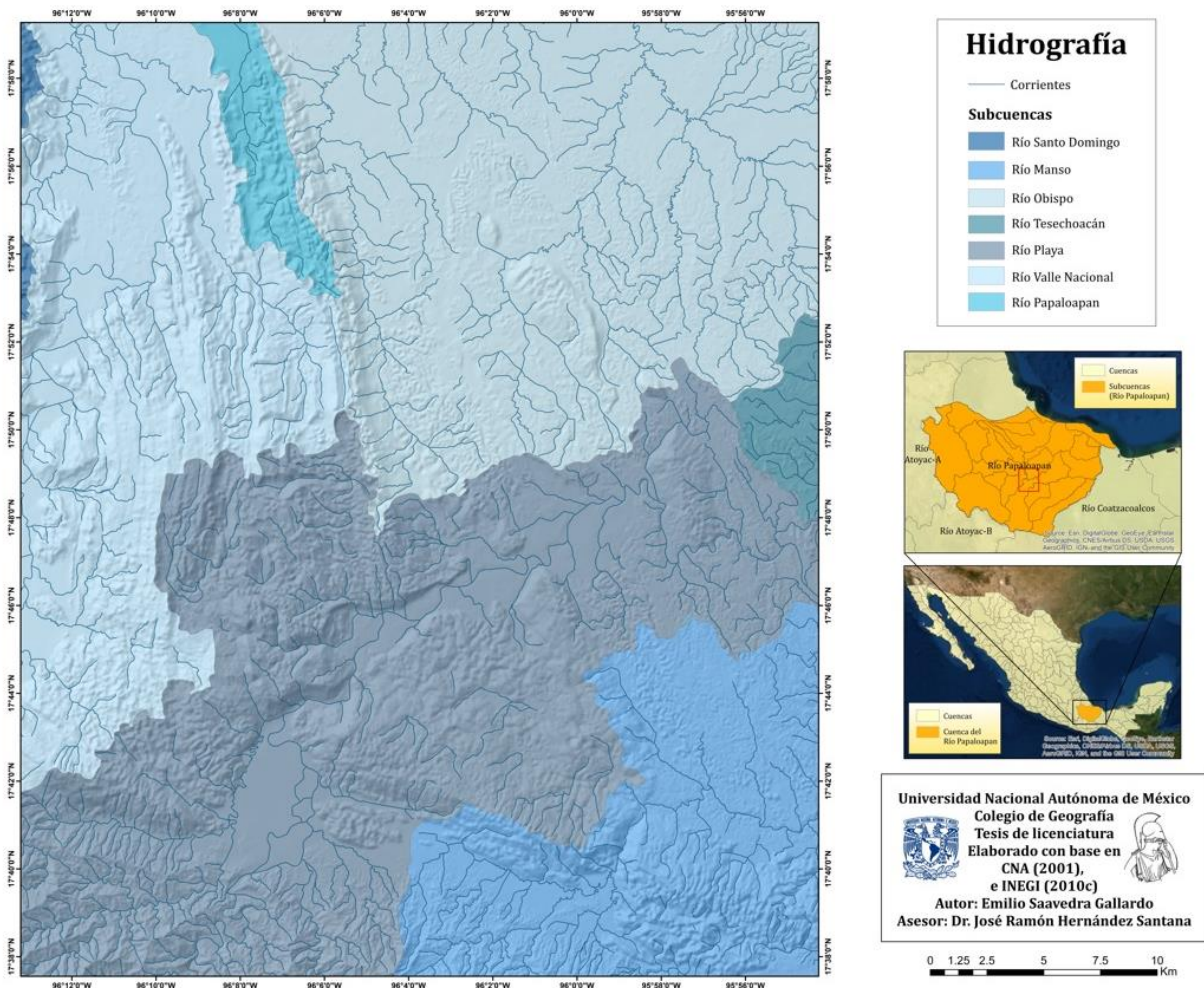


Figura 8. Mapa hidrográfico. Elaborado con base en CONAGUA (2001) e INEGI (2010).

Tabla 4. Áreas de las subcuencas de la zona de estudio.

Subcuenca	Área (Km ²)	Área (%)
R. Manso	1111.18	8.74
R. Valle Nacional	1370.34	10.78
R. Obispo	1523.61	11.98
R. Tesechoacán	1586.59	12.48
R. Santo Domingo	1760.28	13.85
R. Papaloapan	2555.71	20.10
R. Playa	2805.23	22.07

2.2.4. Suelos

La edafología se obtuvo a partir de la información escala 1:250,000 del INIFAP y de CONABIO (2001). Dentro del área de estudio se encuentran 11 tipos de suelos (Figura 9), los cuales se pueden agrupar en 6 categorías: Acrisol, Cambisol, Feozem, Fluvisol, Luvisol y Rendzina.

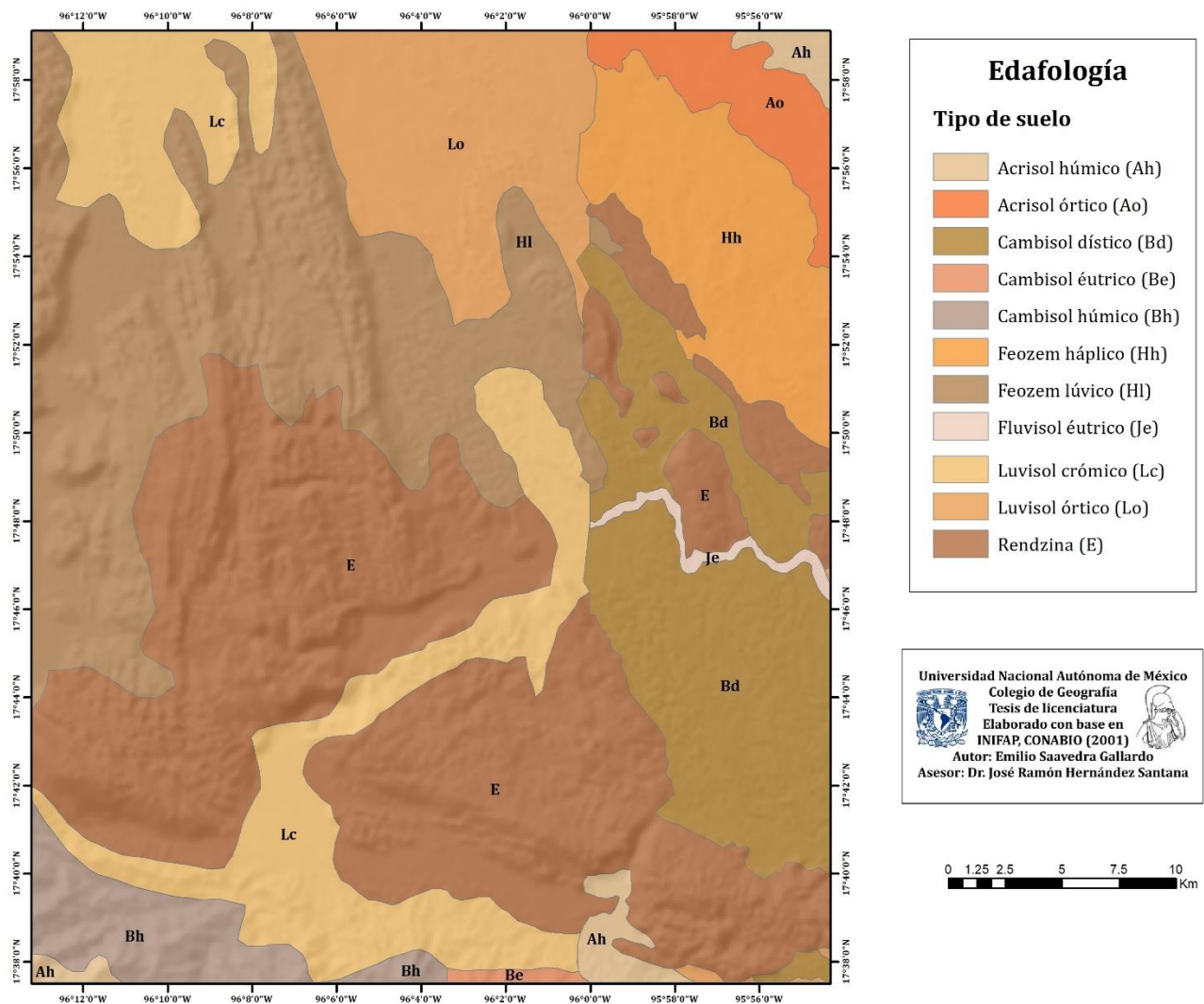


Figura 9. Mapa de suelos. Elaborado con base en INIFAP y CONABIO (2001)

Los Acrisoles se caracterizan por tener un mayor contenido de arcilla en el suelo subsuperficial que en la capa superior del suelo, como resultado de procesos edafogénicos (especialmente migración de arcilla), que conduce a la formación de un horizonte árgico en el suelo subsuperficial (WRB, 2015). Este tipo de suelo se localiza dentro de la zona de estudio principalmente en una franja al noreste y suroeste, y se divide en húmico y órtico. El porcentaje que ocupa es de 1.56% y 2.63 % respectivamente (Tabla 5).

Los Cambisoles comprenden suelos con formación al menos de un horizonte subsuperficial incipiente. En estos suelos la transformación del material parental es evidente por la formación de estructura y coloración principalmente parduzca, el aumento de porcentaje de arcilla, y/o remoción de carbonatos (WRB, 2015). Se localizan principalmente en la sección este y sur de la zona de estudio. Se encuentran las variantes dístrico, éutrico y húmico, con una superficie de 11.44%, 0.22% y 3.26% respectivamente.

Los Feozems (o Phaozems) son suelos de praderas relativamente húmedos y regiones de bosque en climas moderadamente continentales. Son muy parecidos a los Chernozems y Kastanozems pero están lixiviados de manera más intensa, por lo cual tienen un horizonte superficial oscuro, rico en humus que, en comparación con los Chernozems y Kastanozems, es menos rico en bases (WRB, 2015). En la zona de estudio se encuentran dos variantes: el háplico y el lúvico, especialmente en el sector norte. La superficie que ocupan corresponde al 6.66% y 20.6% respectivamente.

Los Fluvisoles son suelos genéticamente jóvenes en depósitos fluviales, lacustres o marinos (WRB, 2015). Se ubican en un transecto del Río Tesechoacán, en la porción centro-este y abarcan una superficie de 0.45%.

Los Luvisoles, tienen un mayor contenido de arcilla en el suelo subsuperficial que en la capa superior del suelo, como resultado de procesos edafogénicos (especialmente migración de arcilla), que conduce a la formación de un horizonte *árgico* en el suelo subsuperficial (WRB, 2015). Dentro del área de estudio se encuentran dos variantes:

crómico (12.81%) y órtico (8.1%), y se localizan en la porción norte y en una franja que va del centro hacia el sur.

Por último, las Rendzinas comprenden suelos muy delgados sobre roca caliza continua y suelos que son extremadamente ricos en fragmentos gruesos (WRB, 2015). Este tipo de suelo se encuentra principalmente en zonas donde las pendientes y las elevaciones tienden a ser altas y ocupan el 32.28% de superficie total, siendo el tipo de suelo con mayor extensión en el área de estudio.

Tabla 5. Áreas de los tipos de suelo de la zona de estudio

Suelo	Área (Km ²)	Área (%)
Acrisol húmico (Ah)	23.16	1.56
Acrisol órtico (Ao)	39.10	2.63
Cambisol dístrico (Bd)	170.35	11.44
Cambisol éutrico (Be)	3.31	0.22
Cambisol húmico (Bh)	48.56	3.26
Feozem háplico (Hh)	99.18	6.66
Feozem lúvico (Hl)	306.80	20.60
Fluvisol éutrico (Je)	6.75	0.45
Luvisol crómico (Lc)	190.73	12.81
Luvisol órtico (Lo)	120.57	8.10
Rendzina (E)	480.71	32.28

2.2.5. Uso de suelo

La cartografía de usos de suelo se obtuvo a partir de la información escala 1:250,000 de INEGI (2013), Serie V. Se observa que la categoría con mayor presencia es la de Selva alta perennifolia, con 37.46% del área total (Figura 10), seguido de Pastizal Cultivado y Vegetación secundaria arbórea de selva alta perennifolia, con 30.06% y 11.97% respectivamente (Tabla 6). La primera categoría se localiza en zonas con mayor

pendiente y elevación, la segunda en las planicies del área de estudio y la tercera en superficies de pendientes y elevaciones intermedias.

Por otro lado, las categorías con menor extensión corresponden a Agricultura de humedad anual, Asentamientos humanos y Bosque mesófilo de montaña, con 0.002%, 0.053% y 0.19% respectivamente. Las primeras dos clases se encuentran en planicies, mientras que el Bosque mesófilo se localiza en una pequeña superficie al suroeste con pendientes medias-altas.

Figura 10. Mapa de uso de suelos. Elaborado con base en INEGI (2013b).

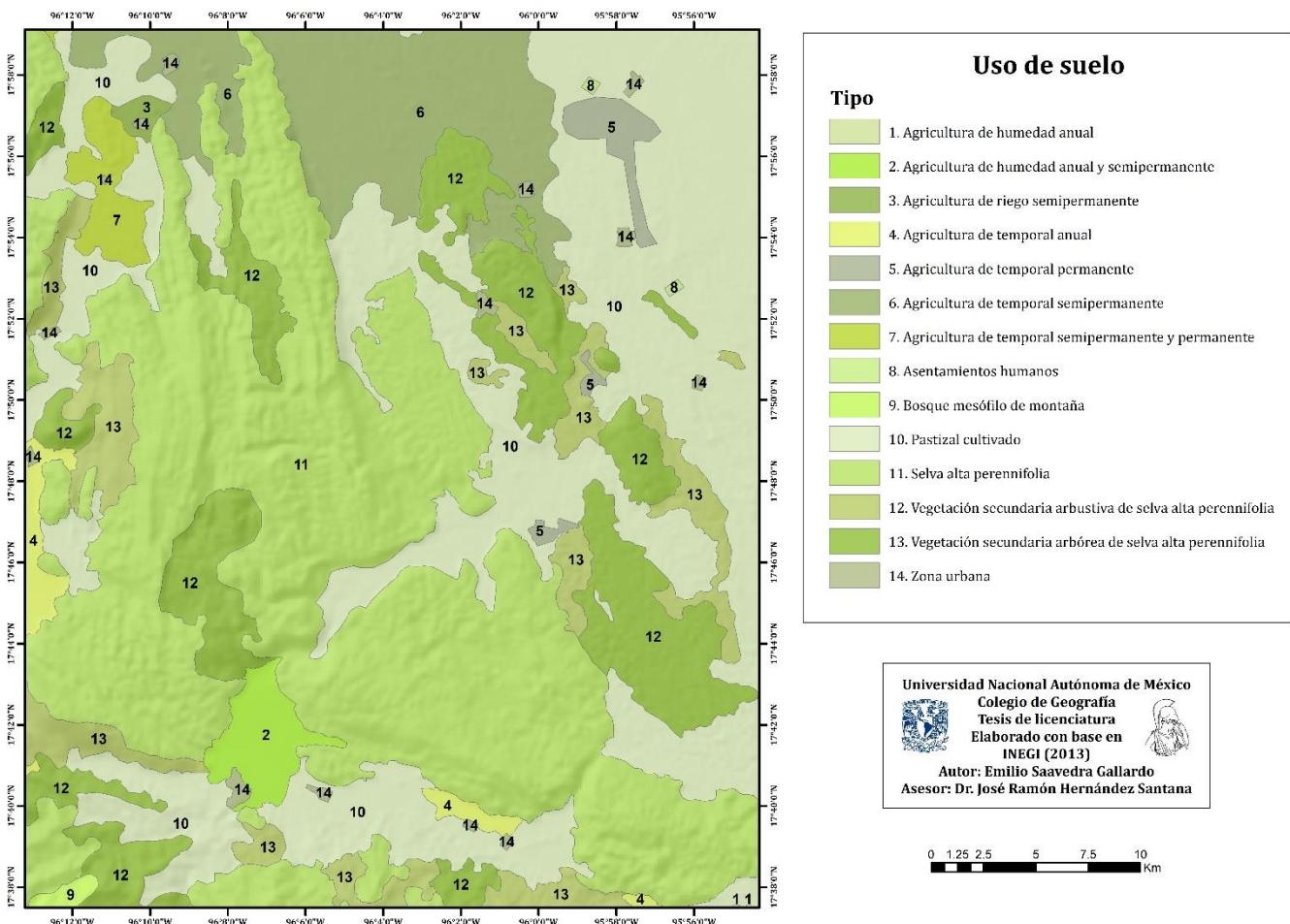


Tabla 6. Áreas de los usos de suelo de la zona de estudio.

Uso de suelo	Área (Km²)	Área (%)
Agricultura de humedad anual	0.04	0.002
Asentamientos humanos	0.79	0.053
Bosque mesófilo de montaña	2.83	0.190
Agricultura de riego semipermanente	3.31	0.222
Zona urbana	7.04	0.473
Agricultura de temporal permanente	13.52	0.909
Agricultura de temporal anual	15.77	1.060
Agricultura de temporal semipermanente y permanente	18.98	1.275
Agricultura de humedad anual y semipermanente	21.10	1.418
Vegetación secundaria arbustiva de selva alta perennifolia	89.50	6.015
Agricultura de temporal semipermanente	132.09	8.877
Vegetación secundaria arbórea de selva alta perennifolia	178.18	11.975
Pastizal cultivado	447.34	30.065
Selva alta perennifolia	557.42	37.464

2.2.6. Población

De acuerdo con el Censo de Población y Vivienda de INEGI, para el año 2020 la población total en el estado de Oaxaca fue de 4,132,148 habitantes, de los cuales 1,974,843 fueron hombres (47.79%) y 2,157,305 mujeres (52.21%).

De los nueve municipios que se encuentran en el área de estudio, San Juan Bautista Tuxtepec y Loma Bonita son los que mayor número de habitantes tienen (159,452 y 40,934 respectivamente), mientras que los menos habitados son Santiago Camotlán (3,346 hab.) y Ayotzintepec (6,857 hab.) (Tabla 7).

Tabla 7. Número de habitantes por municipio.

Municipio	Habitantes
Ayotzintepec	6 857
Ixtlán de Juárez	8 385
Loma Bonita	40 934
San José Chiltepec	11 310
San Juan Bautista Tuxtepec	159 452
San Juan Bautista Valle Nacional	23 067
Santa María Jacatepec	9 682
Santiago Camotlán	3 346
Santiago Jocotepec	14 198

Capítulo III: Marco geológico.

3.1. Rasgos estructurales y tectónicos regionales

La información referente a las estructuras geológicas se obtuvo de las cartas geológico-mineras E14-D19, E14-D29 y E 15-C21, a escala 1:50,000 (SGM, 1996, 2005, 2022), sin embargo, la información disponible no abarca toda la zona de estudio, por lo cual se utilizaron también las cartas E14-9 y E15-7, a escala 1:250,000 (SGM, 2000a, 2000b), con miras a tener la información de toda el área, a pesar del menor nivel de detalle.

Desde el punto de vista estructural, el sur de México consiste en pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con una orientación aproximada N-S y dirección de transporte tectónico hacia el este con fallas laterales (SGM, 2022). Estas estructuras se asocian con regímenes de deformación dúctil, dúctil-frágil, originados por los esfuerzos compresivos regionales provocados por la Orogenia Laramide, y frágil, originados por procesos distensivos (SGM, 2005, 2022).

Pertenecientes al régimen dúctil y dúctil-frágil se encuentran la cabalgadura Vista Hermosa, que sobrepone rocas del Complejo Sierra de Juárez sobre la Formación Todos Santos; presenta un rumbo general de NW 72° SE, con una longitud aproximada de 38 Km y vergencia al NE (SGM, 2005). Dentro del área de estudio, esta falla se localiza en la porción suroeste (Figura 11 y Tabla 8).

Otras estructuras importantes son el Anticlinal Bethania (sector noreste), el cual presenta un rumbo general NW 15° a 20° SE, con un buzamiento hacia el SE y NW y una longitud aproximada de 25 Km y 5 Km de ancho (SGM, 2000a); los anticlinales Fortín, La Joya de Obispo y sinclinales San José, Arroyo Choapam, Pueblo Viejo y Laguna Escondida (sector norte), con una dirección general NW-SE (SGM, 2022).

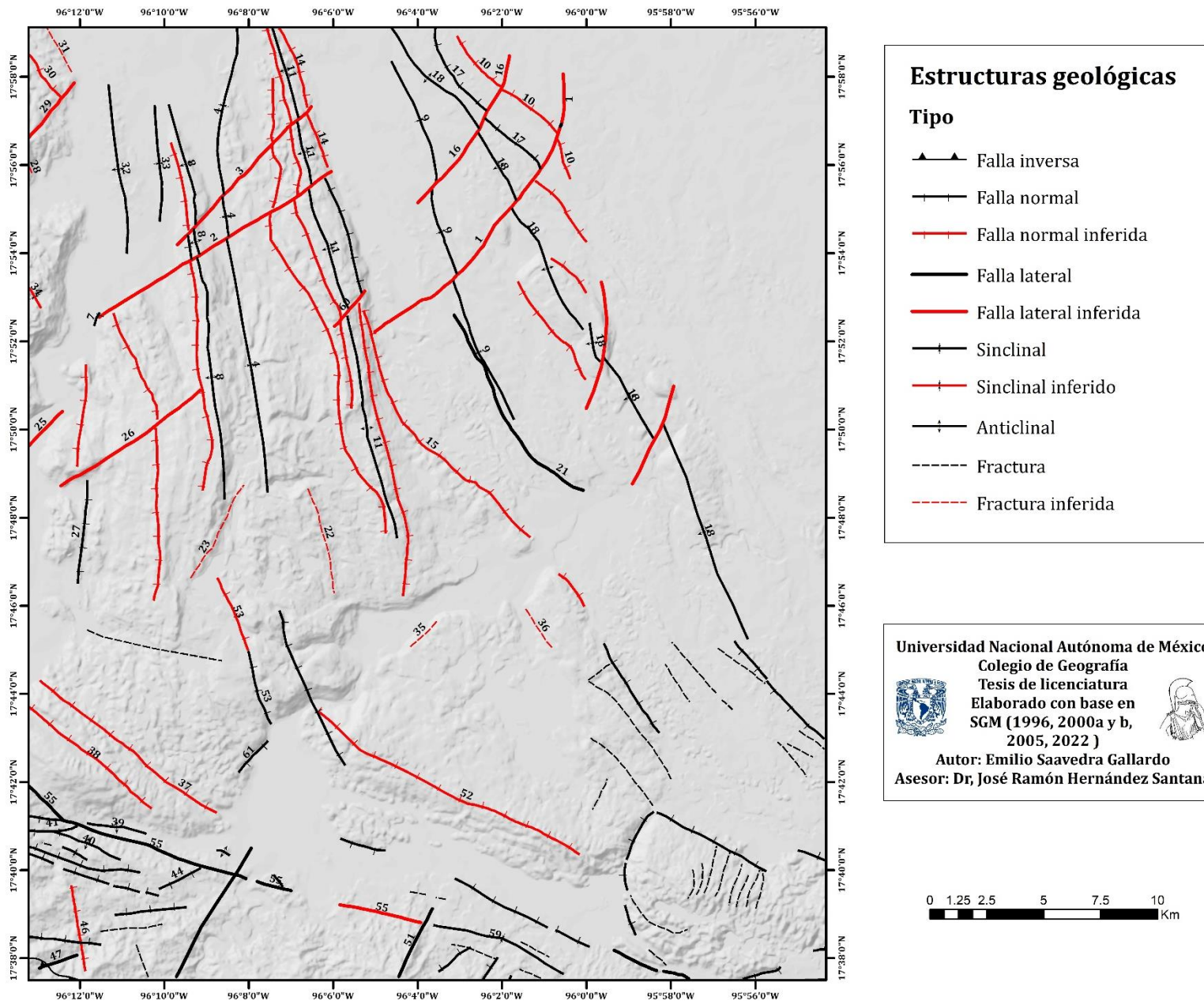


Figura 11. Mapa de estructuras geológicas. Elaborado con base en SGM (1996, 2000a, 200b, 2005, 2022). El nombre y tipo de cada estructura se encuentra en la Tabla 8.

Tabla 8. Estructuras reportadas en el área de estudio.

Número	Nombre	Tipo de estructura
1	Falla Guadalupe 1	Falla lateral inferida
2	Falla Reforma	Falla lateral inferida
3	Falla Reforma 1	Falla lateral inferida
4	Sinclinal Arroyo Choapam	Sinclinal
5	Falla Emiliano Zapata	Falla normal inferida
6	Falla Rinconada	Falla normal inferida
7	Falla Rancho Alegre	Falla normal
8	Anticlinal Tierra Negra	Anticlinal
9	Sinclinal Pueblo Viejo	Sinclinal
10	Falla El Camalotal 2	Falla normal inferida
11	Anticlinal La Joya de Obispo	Anticlinal
12	Falla Manantial	Falla normal
13	Falla La Joya	Falla normal inferida
14	Falla Guadalupe 3	Falla normal inferida
15	Falla Guadalupe 2	Falla normal inferida
16	Falla El Camalotal 1	Falla lateral inferida
17	Falla El Camalotal	Falla normal
18	Anticlinal Bethania	Anticlinal
19	Falla Cerro Boludo	Falla normal
20	Falla La Joya 2	Falla normal inferida
21	Falla Malzaga	Falla lateral
22	Lineamiento Juan	Fractura inferida
23	Lineamiento Cerro Quemado	Fractura inferida
24	Falla El Guayabo	Falla normal
25	Tres Marías	Falla lateral inferida
26	Falla Cerro de Concha	Falla lateral inferida
27	Falla El Gavilán	Falla normal
28	Lineamiento El Porvenir 2	Fractura inferida
29	Falla Manantial 1	Falla lateral inferida
30	Falla El Porvenir 3	Falla normal inferida
31	Lineamiento El Porvenir 4	Fractura inferida
32	Anticlinal Fortín	Anticlinal
33	Sinclinal San José	Sinclinal
34	Sinclinal Laguna Escondida	Sinclinal inferido
35	Lineamiento Plan Mata	Fractura inferida
36	Lineamiento de Caña	Fractura inferida
37	Falla Ayotzintepec	Falla normal inferida
38	Falla Monte Mario	Falla normal inferida
39	Anticlinal Monte Mario	Anticlinal
40	Anticlinal de Yetla	Anticlinal
41	Falla Ozumacín	Falla normal
42	Falla Cerro Colorado	Falla normal
43	Falla Cerro Colorado 2	Falla normal
44	Falla La Josefina	Falla normal
45	Falla El Gavilán	Falla normal

46	Falla Platanilla 2	Falla normal inferida
47	Falla Brujo 2	Falla lateral
48	Falla Platanilla 1	Falla normal inferida
49	Falla El Brujo 1	Falla normal
50	Falla Cerro Colorado 2	Falla normal inferida
51	Falla Tortuga	Falla lateral
52	Falla Veinte Cerros	Falla normal inferida
53	Falla Monte Tinta	Falla normal
54	Falla El Palmar	Falla normal inferida
55	Falla Valle Nacional	Falla lateral
56	Falla El Carrizo	Falla normal
57	Falla Monte de Oro 1	Falla normal
58	Falla Monte de Oro 2	Falla normal
59	Sinclinal Lindavista	Sinclinal
60	Falla Isidro	Lateral inferida
61	Falla las Mojarras	Falla normal
62	Falla Vista Hermosa	Falla inversa

El anticlinal Yetla (sector suroeste), con eje de rumbo NW 38° SE, y el sinclinal Lindavista (sector sureste), con una dirección NW 60° SE y longitud de 5.9 Km (SGM, 2005).

Del régimen frágil, el sistema Valle Nacional, representado por la falla homónima, es uno de lo más importantes dentro de la zona de estudio (sector sur). Dicha falla es de tipo lateral con un importante componente normal, orientación general NW 76° SE y una longitud aproximada de 35 Km (SGM, 2005).

Asociado al anterior sistema, se encuentran las fallas Ozumacin y La Josefina, ambas de tipo normal y una orientación general NE-SW; las fallas Cerro Colorado, Cerro Colorado 2, Monte Mario, Ayotzintepec, Veinte Cerros y El Gavilán, las cuales forman el semigraben de Ayotzintepec (SGM, 2005).

Existe otra dirección de fallamiento casi perpendicular al sistema Valle Nacional, el cual puede pertenecer al mismo sistema conjugado; presenta una orientación general NE-SW y se asocia con fallas laterales y normales, entre las que se encuentran las fallas Tortuga, El Brujo 1 y 2, Monte de Oro 1 y 2, Las Mojarras, entre otras (SGM, 2005).

En el sector norte se encuentran las fallas normales Camalotal y Cerro Boludo, con una orientación NW-SE e inclinación al NE; las fallas Manantial y El guayabo, orientadas hacia el NW-SE e inclinación al SW; El Gavilán y El Porvenir, con dirección NE-SW e inclinación al SE, y la falla Rancho Alegre, orientada al NE-SW e inclinación al NW (SGM, 2022).

Por último, se encuentran la falla lateral siniestra Malzaga (sector noreste), con una orientación NW-SE e inclinación SW (SGM, 2022). Otras estructuras de menor magnitud se pueden observar en la Figura 11, junto con la Tabla 8.

3.2. Litoestratigrafía

Al igual que en el apartado 3.1, la información litológica y estratigráfica se obtuvo de las cartas geológico-mineras, a escala 1:50,000 y 1:250,000 (SGM, 1996, 2000a, 2000b, 2005, 2022),

El área de estudio se encuentra dentro lo que es conocido como el Terreno Maya, el cual consta de una gran variedad de litologías, que abarcan desde el Carbonífero-Pérmico hasta depósitos del Cuaternario.

3.2.1. Paleozoico

El basamento del Terreno Maya corresponde al complejo metamórfico de la Sierra de Juárez. Se compone de una secuencia de cuarcitas y esquistos en facies de esquistos verdes, así como de meta-areniscas, metaconglomerados, metacalizas, serpentinitas y rocas verdes (SGM, 2000b, 2005). Las edades isotópicas reportadas en los esquistos y meta-areniscas fluctúan de 307 ± 7 a 282 ± 10 Ma, correspondientes a los periodos Carbonífero y Pérmico (SGM, 2005). En el área de estudio se puede encontrar este tipo de litología en una muy pequeña porción al suroeste (Figura 12).

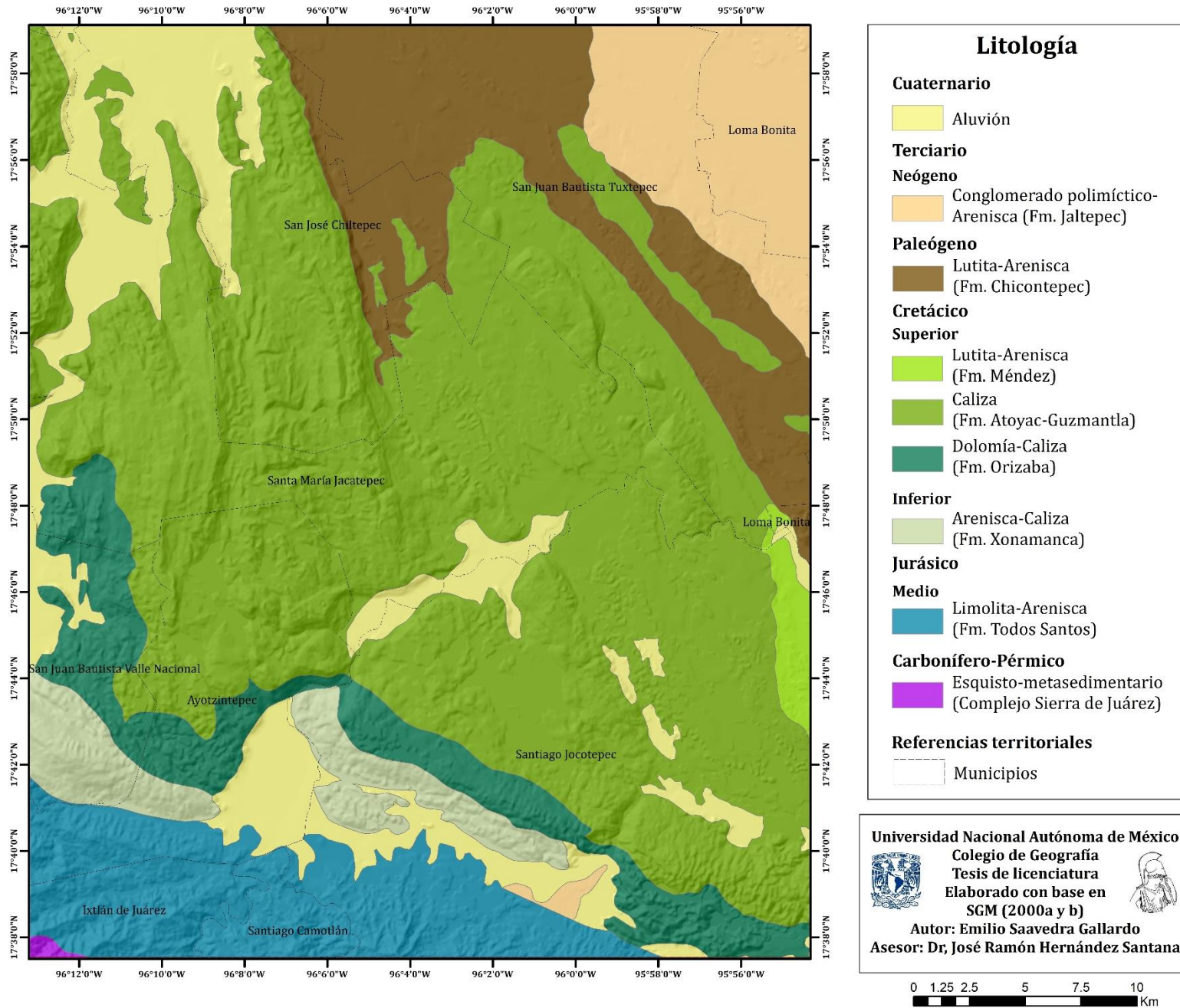


Figura 12. Mapa de litología. Elaborado con base en SGM (2000a y b).

El Complejo Sierra de Juárez se encuentra afectado por el cuerpo intrusivo Monte de Oro, el cual tiene una composición granítica, con textura fanerítica. La edad de dicho cuerpo intrusivo oscila entre el Pérmico y el Triásico, y fue dada en función de la composición granítica similar a la del Macizo Granítico de Chiapas y al Batolito de la Mixtequita, además de sus relaciones estratigráficas, ya que hay evidencia de clastos de intrusivo dentro de la Formación Todos Santos (SGM, 2005). Se puede encontrar este tipo de litología en un pequeño polígono al sur-centro de la zona de estudio (Figura 13).

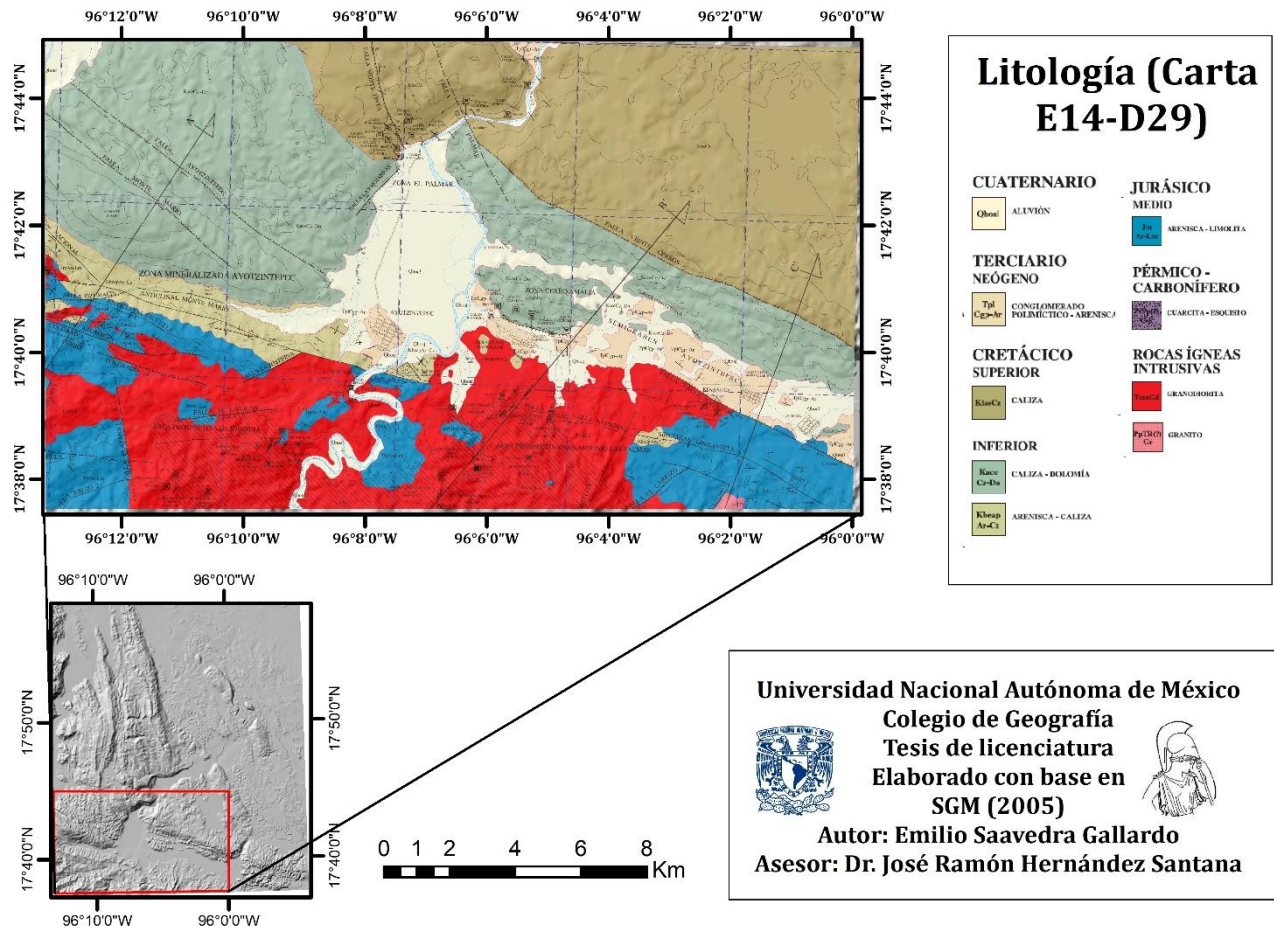


Figura 13. Mapa de litología (Carta E14-D29). Elaborado con base en SGM (2005).

3.2.2. Mesozoico

En el Mesozoico se encuentran principalmente formaciones de rocas sedimentarias, en su mayoría calizas, así como areniscas y dolomías.

3.2.2.a. Jurásico

Dentro de esta región, la cubierta sedimentaria inicia en el Jurásico medio y se encuentra de forma discordante al Complejo Sierra de Juárez. Esta cubierta corresponde a la Formación Todos Santos, la cual se constituye de lechos rojos, es decir, una secuencia terrígena continental de areniscas y limolitas de color rojo, así como de conglomerados oligomícticos de edad Bajociano-Oxfordiano (SGM, 1996, 2005, 2022). Los espesores de estos depósitos varían de 0.4 a 1 m para las areniscas, 0.8 a 1.5 m para los conglomerados y 4 a 10 cm para las limolitas (SGM, 1996). Esta unidad se localiza al sur del área de estudio (Figuras 12, 13 y 14).

3.2.2.b. Cretácico

La Formación Xonamanca sobreyace, de manera discordante, sobre la unidad anterior. Dicha unidad se conforma por arenisca, arenisca conglomerática, limolita con intercalaciones de toba andesítica y conglomerado compuesto por rocas metamórficas (SGM, 2005, 2022). También se pueden encontrar calizas dolomitizadas, dolomías y areniscas calcáreas (SGM, 2022). La edad de esta formación se estima entre los pisos Berriasiano-Aptiano, es decir, en el Cretácico inferior. Se observa que esta formación se localiza al sur del área de estudio, entre las formaciones Todo Santos y Orizaba (Figura 12).

De edad Albiano-Cenomaniano (Cretácico inferior-superior) se encuentra la Formación Orizaba, la cual sobreyace concordantemente a la Formación Xonamanca (SGM, 2022). Se conforma de depósitos calcáreos de plataforma con desarrollos arrecifales, por lo cual se puede encontrar caliza, dolomía, caliza dolomitizada (SGM, 1996, 2022). El tipo de calizas son representadas por *mudstone*, *wackestone* y *packstone*, en estratos que varían de 0.4 a 2 m, llegando en algunos casos hasta los 3 m (SGM, 1996).

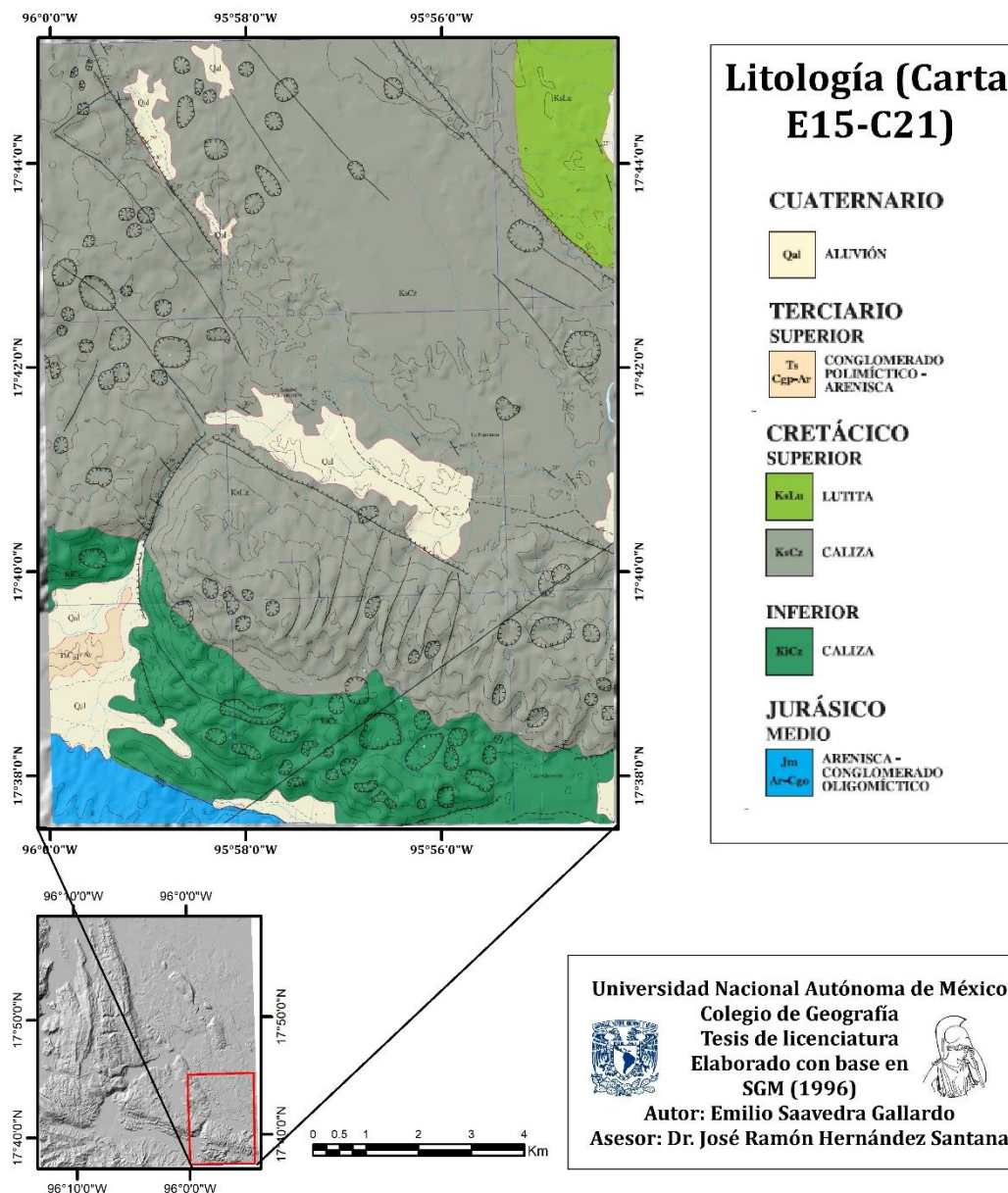


Figura 14. Mapa de litología (Carta E15-C21). Elaborado con base en SGM (1996).

Se puede observar esta formación en las inmediaciones de las formaciones Atoyac y Guzmantla, principalmente al sur y oeste (Figuras 12, 13, 14 y 15).

La Formación Guzmantla sobreyace de forma concordante y transicional a la unidad anterior. Se compone de caliza, caliza arcillosa con horizontes delgados de lutita calcárea, escasos de calcarenita y arenisca color ocre, niveles de brecha oligomítica con lentes de pedernal blanco (SGM, 2022). La edad de esta formación es de Turoniano-Santoniano, es decir, Cretácico Superior (SGM, 2005, 2022).

La Formación Atoyac, de edad Campiano-Maastrichtiano, se encuentra de manera concordante y transicional, y se compone de caliza, caliza dolomitizada en estratos medianos a masivos, con texturas de tipo *midstone*, *wackestone* y *packstone* (SGM, 2022). Dichos depósitos son típicos de plataforma marina, y sus espesores varían de 0.8 a 3 m (SGM, 1996). Las dos anteriores unidades no se diferencian en las cartas 1:250,000 (Figura 12), sin embargo, se pueden apreciar en las cartas 1:50,000, sobre todo en la Figura 15).

Los depósitos se terminan (durante el Mesozoico) con la Formación Méndez, también de edad Campiano-Maastrichtiano (SGM, 2000a). Sobreyace concordantemente y se conforma principalmente por lutitas, así como por areniscas y margas en estratos de 10 a 40 cm de espesor (SGM, 1996, 2000a). Esta formación se puede observar en una pequeña porción al este de la zona de estudio (Figura 12).

3.2.3. Cenozoico

En el Cenozoico se encuentran litologías y depósitos sedimentarios que son producto de la erosión de rocas preexistentes, así como rocas ígneas.

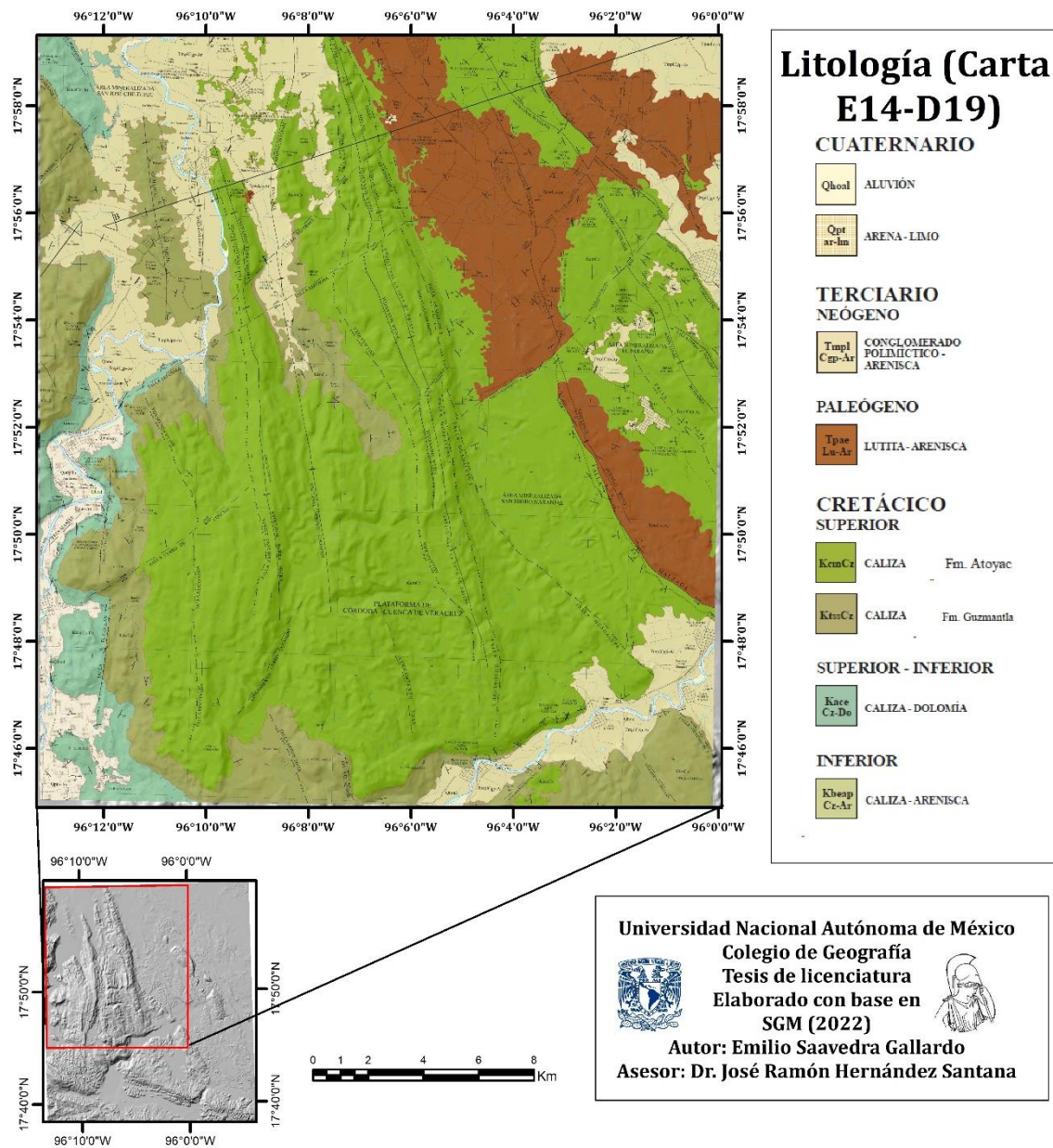


Figura 15. Mapa de litología (Carta E14-D19). Elaborado con base en SGM (2022).

3.2.3.a. Terciario

La Formación Chicontepec sobreyace de manera discordante y su edad corresponde al Paleoceno-Eoceno (Paleógeno). Se constituye de la alternancia de areniscas y lutitas de

color gris a castaño, con ocasionales lentes de conglomerado polimíctico (SGM, 2022). Se encuentran principalmente en el sector noreste (Figura 12).

Durante el Oligoceno-Mioceno (Paleógeno-Neógeno) se da una intrusión de un cuerpo de composición granodiorítica, correspondiente al Tronco de Ayotzintepec. Dicho cuerpo color gris claro, textura de grano fino a medio y desarrollo de *Stockwork* (SGM, 2005). Esta litología no aparece en la cartografía 1:250, 000, sin embargo, se puede apreciar de manera clara en la carta E15-C21, correspondiente al sector suroeste (Figura 13).

La Formación Jaltepec se encuentra en contacto discordante con las anteriores formaciones y se compone de conglomerados polimícticos con intercalación de areniscas, pobremente estratificados y con escasos lentes de carbón; la edad de dicha formación corresponde al Mioceno-Plioceno, en el Neógeno (SGM, 2022). Se localiza principalmente en la zona norte del área de estudio (Figura 12 y 14).

3.2.3.b. Cuaternario

Finalmente, se encuentran depósitos que son producto de la alteración y erosión de rocas preexistentes, compuestos por arena, limo y grava del Pleistoceno, además de depósitos del Holoceno correspondientes a materiales retrabajados, conformados por arcillas y arenas de diversos tamaños y composiciones, mal clasificados (SGM, 2022). Estos depósitos se localizan en las inmediaciones de las corrientes fluviales y llanuras aluviales (Figuras 12, 13, 14 y 15).

Todo lo anterior se puede visualizar de mejor manera en las columnas estratigráficas que engloban las litologías del área de estudio (Figura 16).

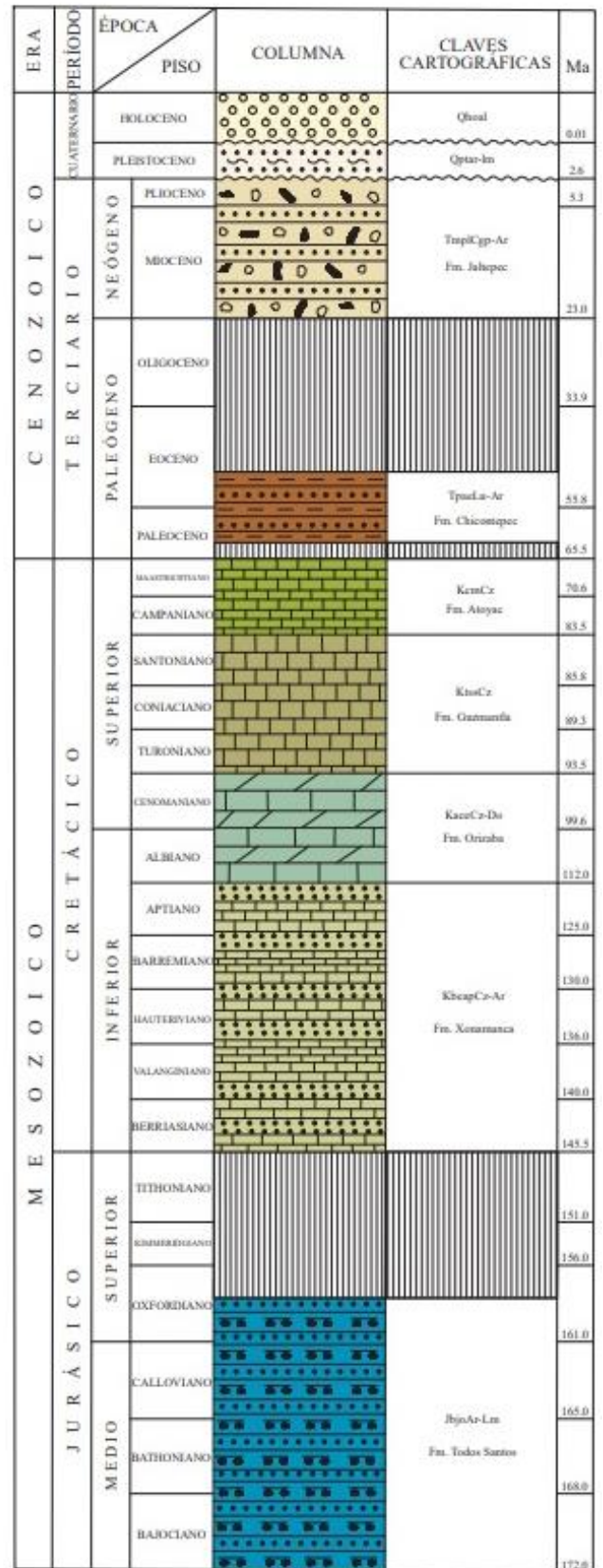
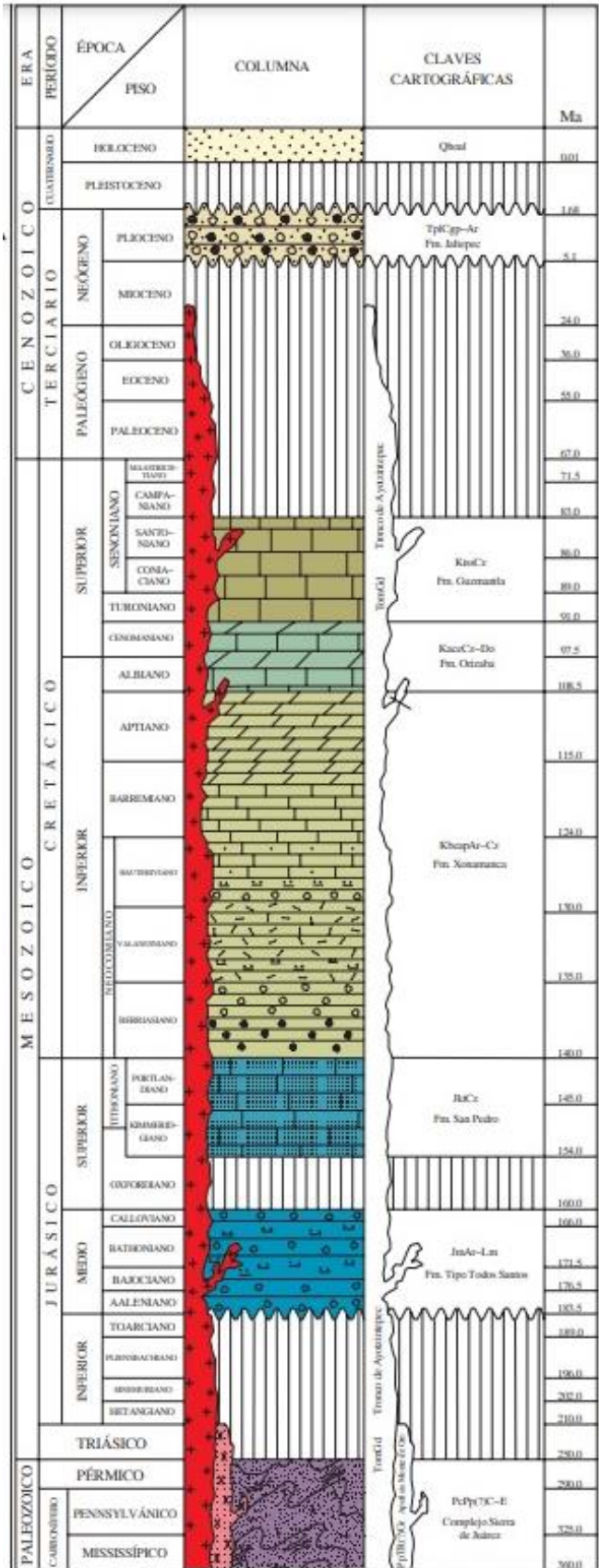


Figura 16. Columnas estratigráficas del área de estudio. Modificadas de SGM (2005, 2022).

3.3. Evolución tectónica regional

La historia geológica del área de estudio abarca eventos regionales relacionados principalmente con la evolución tectónica del sureste de México, debido a que el Terreno Maya pertenece a esta región (Sedlock *et al.*, 1993).

En este sentido, el basamento de dicho terreno se vincula aparentemente con acreciones relacionadas con el cierre del océano proto-Atlántico, ocasionado por la colisión de África y Suramérica con Norteamérica, lo cual produjo la posterior orogenia Apalachiana-Ouchita-Marathon, dada en los últimos periodos del Paleozoico (Campa y Coney, 1982). Dado lo anterior, en el Missisísipico se genera una zona compleja de depósitos tipo *flysh* asociados a la generación de corteza oceánica; posteriormente, la colisión provoca metamorfismo, dando origen así al Complejo Sierra de Juárez (SGM, 2005).

Durante el Triásico tardío y Jurásico medio, en la porción oriental de México se da un ambiente propicio para los depósitos continentales, consistentes en su mayoría de lechos rojos y evaporitas (Campa y Coney, 1982). Estos ambientes y depósitos se asocian con la fragmentación y separación inicial de Pangea en el área que hoy ocupa el Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007). Dicho evento fue ocasionado por un flujo térmico que adelgazó la litosfera, dando como resultado un rift que a su vez originó pilares y fosas en las cuales se depositaron sedimentos continentales (Formación Todos Santos), que posteriormente fueron cubiertos por depósitos de sal, debido a una transgresión durante el Calloviano (SGM, 2022).

El evento de separación de la Pangea continuó hasta el final del Jurásico medio, e incluso puede que hasta principios del Jurásico superior (Oxfordiano inferior), época en la cual la sedimentación continental fue controlada por procesos tectónicos distensivos (Padilla y Sánchez, 2007). Esta etapa inicial de fragmentación y separación de la Pangea duró alrededor de 46 Ma, desde el Triásico tardío hasta el Jurásico medio-tardío (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007).

Posteriormente, el proceso tectónico de *rifting* que ocasionó la apertura del Golfo de México terminó al final del Calloviano y dio paso durante el Oxfordiano (Jurásico superior) al desarrollo de amplias plataformas de aguas someras a lo largo del protogolfo de México, dando como resultado depósitos clásticos en zonas litorales, carbonatos en las plataformas, y lutitas y carbonatos con intercalación de calizas en las zonas de cuenca (Padilla y Sánchez, 2007).

Durante El Tithoniano, la subsidencia fue menor por lo cual predominó la sedimentación de estratos delgados de lutitas y carbonatos con una mayor presencia de organismos (Padilla y Sánchez, 2007).

A principios del Cretácico Inferior, ocurre un periodo de transgresión marina, además de un fuerte vulcanismo y erosión continental, lo que dio como resultado depósitos terrígenos con piroclásticos en ambientes mixtos: marinos, continentales (Formación Xonamanca) o de facies lagunares (SGM, 2022). Este periodo abarca desde el Berriasiano hasta el Valanginiano (Padilla y Sánchez, 2007; SGM, 2022).

Durante el Neocomiano Superior (132 a 121 Ma), aumenta la velocidad de subsidencia de las plataformas que rodeaban al Golfo de México, dando así depósitos de carbonatos con menores cantidades de lutitas intercaladas; posteriormente, en el Aptiano ocurre un cambio de velocidad en la subsidencia, lo que favoreció depósitos con una mayor cantidad de lutitas intercaladas con capas delgadas (Padilla y Sánchez, 2007).

Desde el Albiano hasta el Cenomaniano continuó la subsidencia del Golfo de México, aproximadamente a una velocidad constante en toda la cuenca, lo que favoreció el desarrollo de largas cadenas de arrecifes; después, en el Turoniano hay un cambio en los patrones de sedimentación, ya que termina el predominio de carbonatos y empieza a haber depósitos de capas delgadas de calizas y lutitas (Padilla y Sánchez, 2007).

Es en esta primera mitad del Cretácico donde se define un sistema de plataformas y cuencas con sedimentación calcárea principalmente y con cinturones arrecifales (Morán-Zenteno, 1986). Ejemplo de lo anterior son las plataformas de Córdoba y de Orizaba, en las cuales se originaron la Formación Orizaba (Cretácico inferior) y la Formación Guzmantla (Cretácico superior); estas formaciones presentan calizas con

evaporitas y dolomías, desarrolladas hacia el centro de las plataformas, mientras que en la parte externa hay formación de arrecifes corales de rudistas y bancos de calcarenitas (SGM, 2022).

A finales del Cretácico, durante el Campaniano y el Maestrichtiano, hay un aumento de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que al este del Golfo de México la subsidencia aumenta y se depositan gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez, en la cuenca de Zongolica, y depósitos de caliza de la Formación Atoyac en la Plataforma de Córdoba (Padilla y Sánchez, 2007; SGM, 2022).

Este aumento de sedimentos clásticos se debe principalmente a la etapa inicial de la Orogenia Laramide, y es de este modo como inicia la Era Cenozoica, con el evento que formó cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México, principalmente en las Sierras y Cuencas de Coahuila, la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Zongolica, desde el Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano (Padilla y Sánchez, 2007).

La Orogenia Laramide fue el resultado de la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, en la que el fragmento de corteza oceánica en subducción tuvo un ángulo muy bajo, provocando así una deformación a distancias mayores de la trinchera y elevando una parte considerable de la zona sur de la Placa Norteamericana (Padilla y Sánchez, 2007; SGM, 2022).

De esta manera, las condiciones tectónicas favorecieron el incremento de sedimentos clásticos después del fin de la orogenia, y a partir del Eoceno tardío, la nueva forma de la cuenca dependió del flujo de estos sedimentos, los cuales empezaron a depositarse en la cuenca Cenozoica de Veracruz (Padilla y Sánchez, 2007; SGM, 2022).

Es considerado que el depósito de alrededor de 5 a 7 Km de espesor de sedimentos acumulados durante el Eoceno y el Mioceno (Formación Chicontepec y Jaltepec) dentro de la Cuenca de Veracruz, se debe a una fuerte subsidencia por flexión de la corteza en el antepaís de la Sierra Zongolica (Prost y Aranda, 2001; Padilla y Sánchez, 2007).

Durante el Mioceno medio hay un cambio en la dirección del movimiento de la Placa de Cocos, lo cual generó una compresión que deformó a la Cuenca de Veracruz (Padilla y Sánchez, 2007). Finalmente, los depósitos en la Cuenca de Veracruz se van haciendo

cada vez más someros, generando así los depósitos de sedimentos clásticos del Plioceno-Pleistoceno, los cuales son cubiertos por derrames volcánicos durante el Neógeno (SGM, 2022).

Dichos depósitos de sedimentos clásticos continuaron su acumulación durante el Holoceno (SGM, 2022).

Capítulo IV: Resultados.

4.1. Análisis geomorfométrico

El análisis geomorfométrico se realizó a partir de la obtención del MDE, el cual a su vez se generó a través de la interpolación de las curvas de nivel de las cartas topográficas San Juan Bautista Valle Nacional (E14D19), Ayotzintepec (E14D29), Playa Vicente (E15C11) y Xochiapa (E15C21), escala 1:50, 000, en el Sistema de Información Geográfica ArcGis 10.2 (ESRI, 2012), con una resolución de 20 m.

4.1.1. Hipsometría

El mapa de hipsometría muestra un rango de elevaciones que van desde los 9 m hasta los 1,111 m (Figura 17). Las mayores elevaciones (1,000-1,111m) se localizan en el sector oeste, principalmente en las inmediaciones de la Sierra El Cafetal y el Cerro Monte Mario. A estas elevaciones le siguen los rangos entre 700 a 1,000 m, ubicados en las periferias de las anteriores sierras y cerros, así como en el Cerro Quemado, Monte Tinta, Caballo, una pequeña porción de Veinte Cerros y Sierra La Joya del Obispo. Al igual que las mayores altitudes, estos rangos se encuentran principalmente en el sector oeste.

Altitudes intermedias-altas (500-700 m) se pueden observar en los anteriores elementos, además de los cerros Colorado, Gavilán, Chile y Pluma, al oeste y sur de la zona de estudio. Los rangos entre 200 a 500 m se distribuyen en las laderas de las elevaciones mencionadas, así como en los cerros Boludo, Guacamaya, Mono y Nopo en la porción noreste.

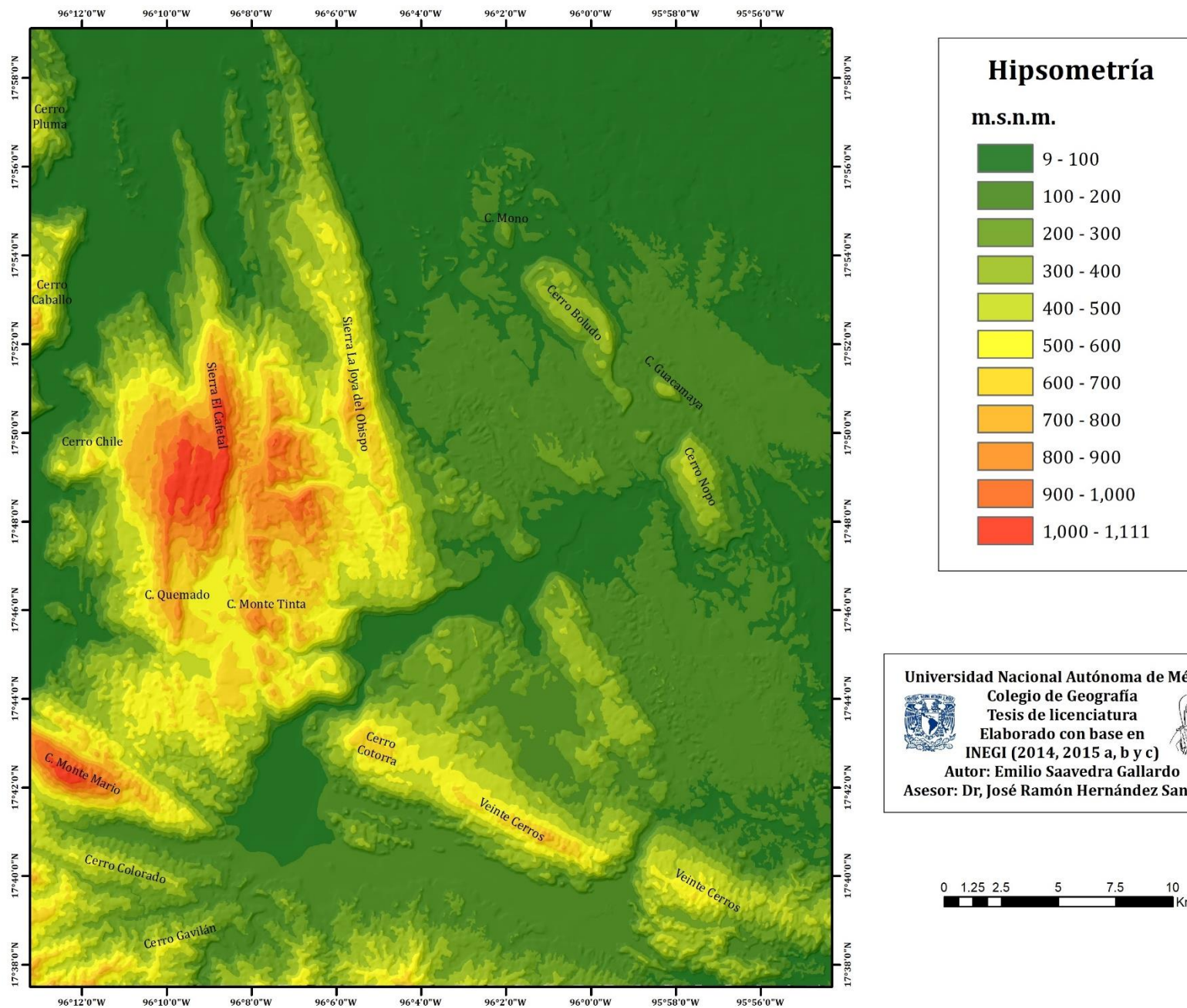


Figura 17. Mapa hipsométrico. Elaborado con base en INEGI (2014, 2015a, b y c).

Por último, las menores elevaciones (9-200 m) se encuentran en zonas que corresponden a llanuras y se ubican principalmente al norte, así como en las periferias de los ríos que pasan alrededor de los anteriores promontorios.

4.1.2. Pendiente

El mapa de pendiente se clasificó con base en Van Zuidam (1985), ya que considera la naturaleza de los procesos, características y condiciones del relieve. Las categorías y características de cada clase se pueden observar en la Tabla 9.

Tabla 9. Clases de pendientes. Elaborado con base en Van Zuidam (1985).

Pendiente (°)	Procesos, características y condiciones
0-2	Plano a casi plano, sin procesos de denudación significativos
2-4	Pendientes suaves, con movimientos de tierra lentos y erosión laminar del suelo
4-8	Pendientes suaves a ligeramente inclinadas, con los mismos procesos que arriba, pero de mayor magnitud
8-16	Pendientes ligeramente inclinadas, con frecuentes movimientos de tierra y erosión
16-35	Pendientes inclinadas o empinadas, con procesos intensos de denudación y movimientos comunes de tierra
35-56	Pendientes muy inclinadas, con rocas frecuentemente expuestas y procesos denudativos muy intensos

En general, se observa que las clases de mayor pendiente (16 a 35° y 35 a 56°) se localizan en las porciones escarpadas de Sierra La Joya del Obispo, Sierra El Cafetal, así como los cerros Monte Mario, Caballo y Veinte Cerros (Figura 18).

Estas formas se relacionan con las estructuras geológicas existentes en el área, principalmente con los anticlinales La Joya del Obispo y Tierra Negra, las fallas normales Guadalupe 2 y 3, La Joya, Emiliano Zapata, Rinconada, Monte Mario, Ayotzintepec, Veinte Cerros y al sistema de fallas laterales con componente normal Valle Nacional.

Las clases intermedias (8 a 16° y 4 a 8°) se observan en las laderas y periferias de dichas sierras y cerros, así como en sistemas de llanuras que tienden a ser colinosas a onduladas.

Por último, las clases con menor pendiente (0 a 2° y 2 a 4°) se encuentran sobre todo en áreas que corresponden a llanuras planas, así como en las inmediaciones de los ríos Cajonos (ubicado entre Veinte Cerros y las sierras el Cafetal y la Joya del Obispo), San Cristobal y del Valle (porción oeste del área de estudio).

4.1.3. Orientación

El mapa de orientación de laderas se clasificó en 9 clases: Plano, Norte (0 a 22.5° y 337.5 a 360°), Noreste (22.5 a 67.5°), Este (67.5 a 112.5°), Sureste (112.5 a 157.5°), Sur (157.5 a 202.5°), Suroeste (202.5 a 247.5°), Oeste (247.5 a 292.5°) y Noreste (292.5 a 337.5°) (Figura 19).

Para evaluar la distribución de las clases fue necesario elaborar el histograma de orientaciones (Figura 20). Se puede observar que la clase con mayor frecuencia es la de Noreste, siguiendo Este, Oeste y Norte, respectivamente. Esta distribución de las orientaciones de laderas se debe a los rumbos presentes en las estructuras geológicas, generalmente NW-SE y en algunos casos cercanos a E-W, así como a la familia de

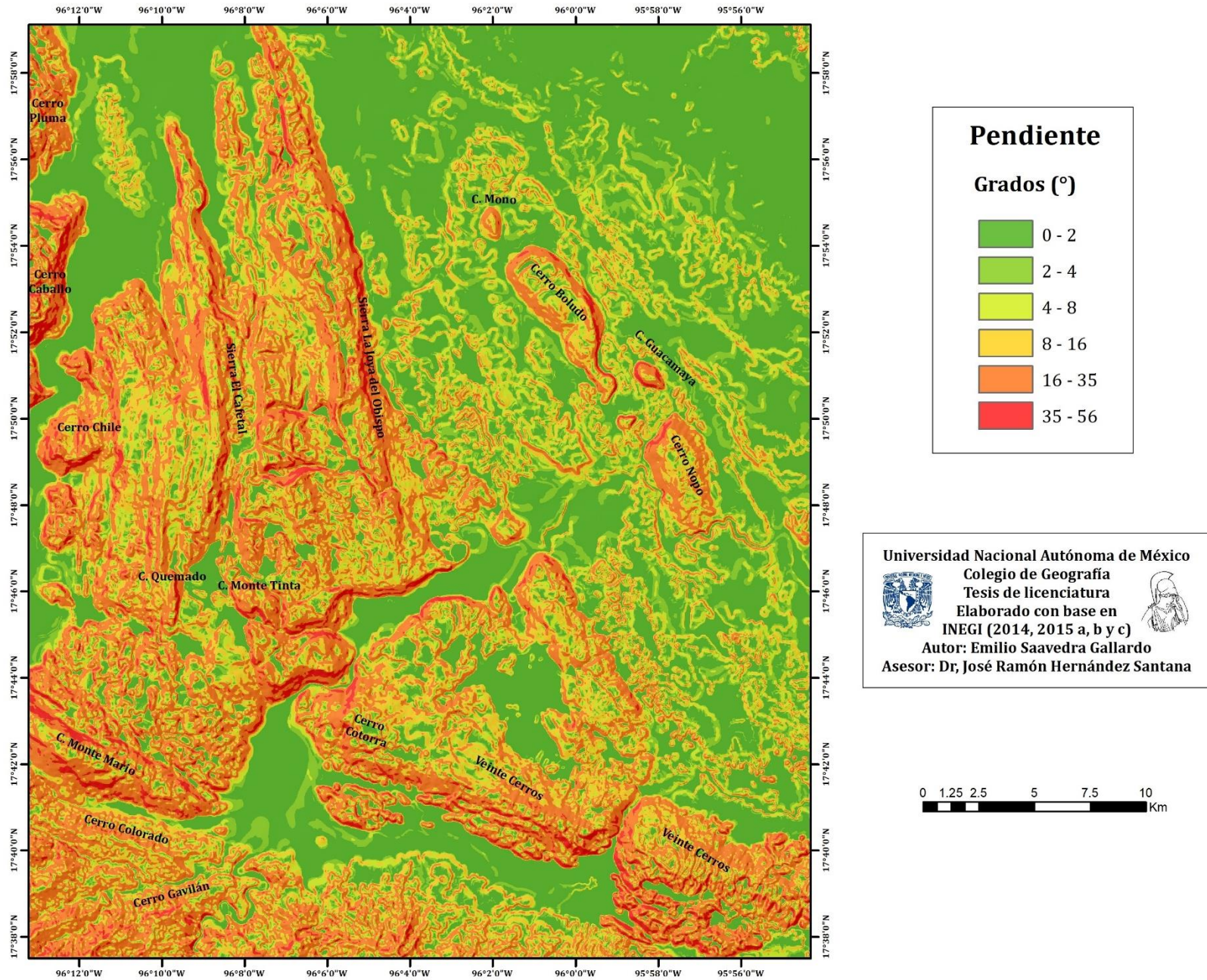


Figura 18. Mapa de pendiente. Elaborado con base en INEGI (2014, 2015a, b y c) y Van Zuidam(1985).

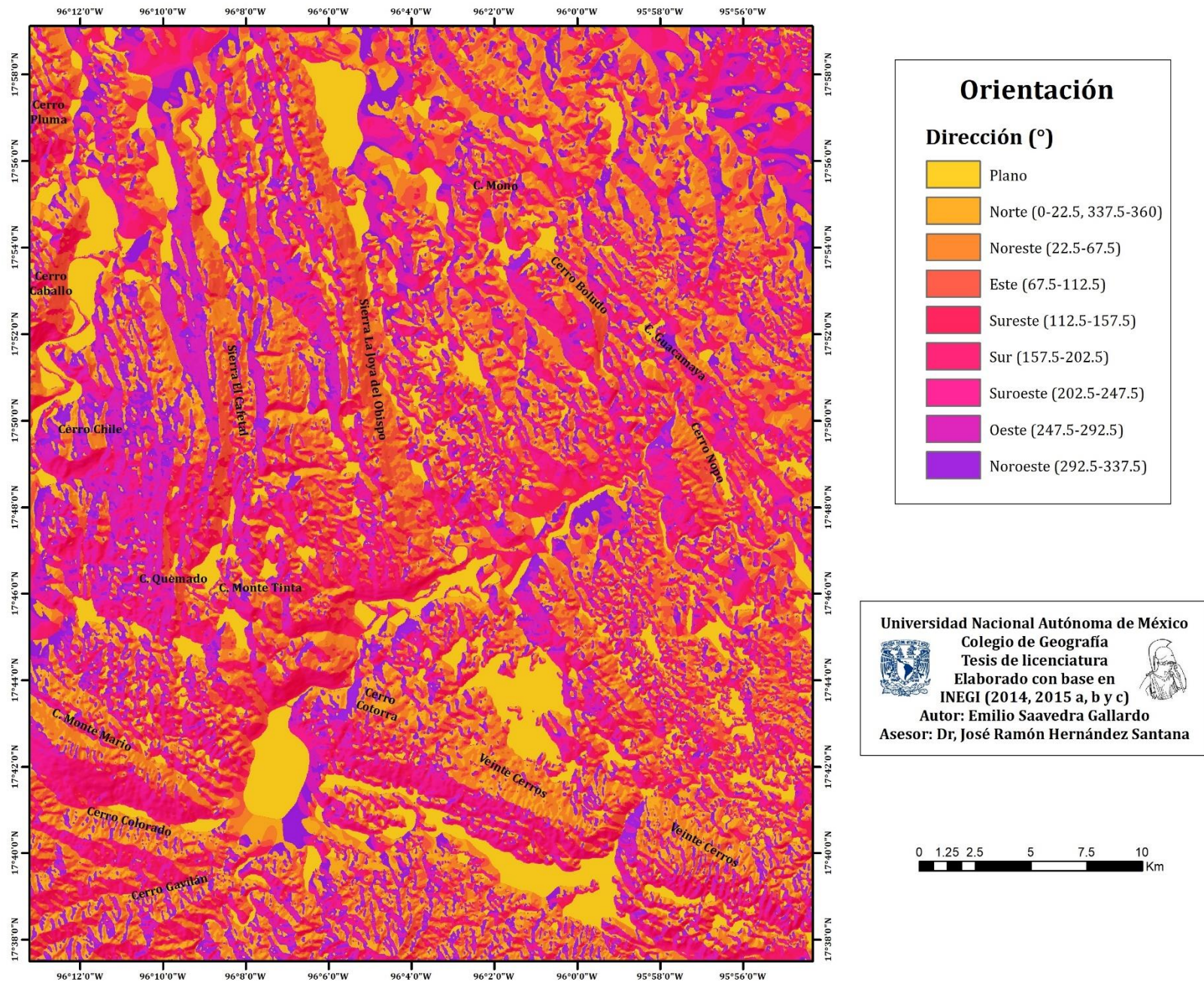


Figura 19. Mapa de orientación. Elaborado con base en INEGI (2014, 2015a, b y c).

lineamientos predominantes en el área de estudio, mayoritariamente NW-SE y N-S (apartado 4.1.7).

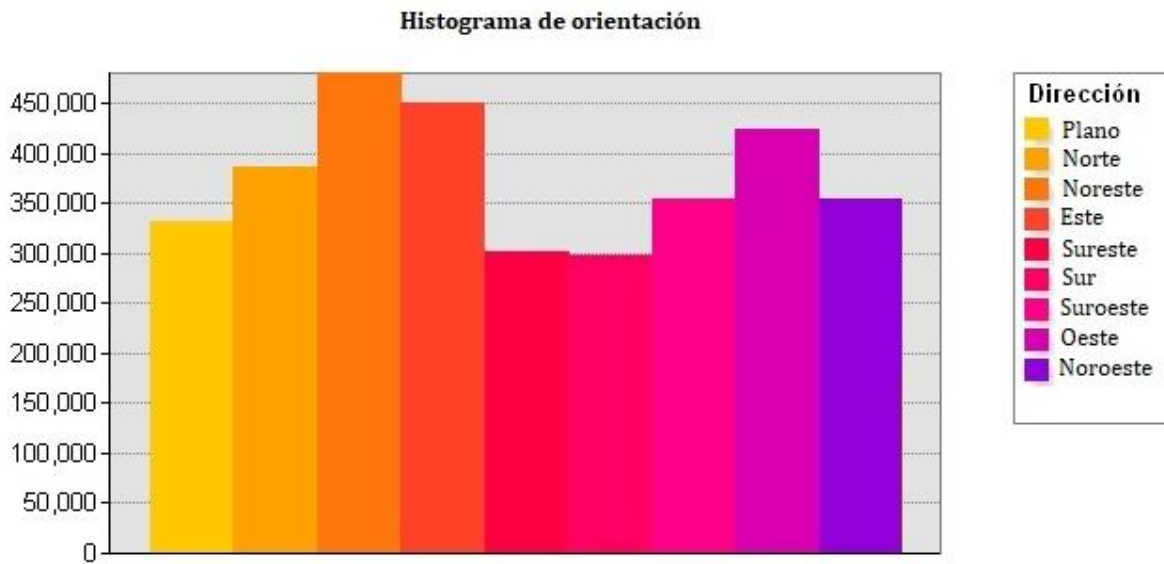


Figura 20. Histograma de orientaciones.

4.1.4. Curvatura

La curvatura del relieve se clasificó en tres categorías: Cóncavo (valores <-0.1), Plano (-0.1 a 0.1) y Convexo (>0.1).

Se observa que, de manera general, las zonas que tienden a ser planas se encuentran en las áreas de menor pendiente, donde existen sistemas de llanuras, así como formas de relieve asociadas (Figura 21). Además de esto, también se observan zonas planas en litologías correspondientes a calizas y dolomías, lo cual puede indicar la existencia de dolinas, uvalas o poljes.

La mayor distribución de zonas cóncavas y convexas se localizan en los sistemas de sierras existentes dentro del área, principalmente al oeste y sur, donde las pendientes

y elevaciones tienden a ser mayores. En estas zonas se encuentran rocas carbonatadas (oeste), terrígenas e ígneas (sur), por lo que se pueden interpretar como mogotes (convexo), dolinas y/o uvalas (cóncavo) en la primera litología, y como superficies denudativas (convexo) en las demás.

4.1.5. Energía del relieve

A diferencia de las anteriores variables, la energía del relieve se obtuvo a partir de una ventana de un Km², debido a que a menores áreas esta medida se puede volver una variante de la pendiente (Evans, 1972; Mark, 1975), a causa de la similitud de sus ecuaciones.

En total se obtuvieron siete categorías, clasificadas cada 100 m, a excepción de la última clase de mayor energía (Figura 22). Las clases con mayores valores (600 a 668 m y 500 a 600 m) se localizan principalmente en las zonas donde los cambios de pendiente y elevación tienden a ser más abruptos, relacionadas con los sistemas de fallas normales y laterales.

Valores intermedios (200 a 300 m, 300 a 400 m y 400 a 500 m) se pueden encontrar ampliamente en las laderas de los sistemas de sierras, así como en lomeríos, los cuales se tienden a localizar aislados entre llanuras.

Por último, las categorías con valores más bajos (100 a 200 m y 0 a 100 m), se observan sobre todo en zonas donde existen sistemas de llanuras, debido a las bajas pendientes y elevaciones.

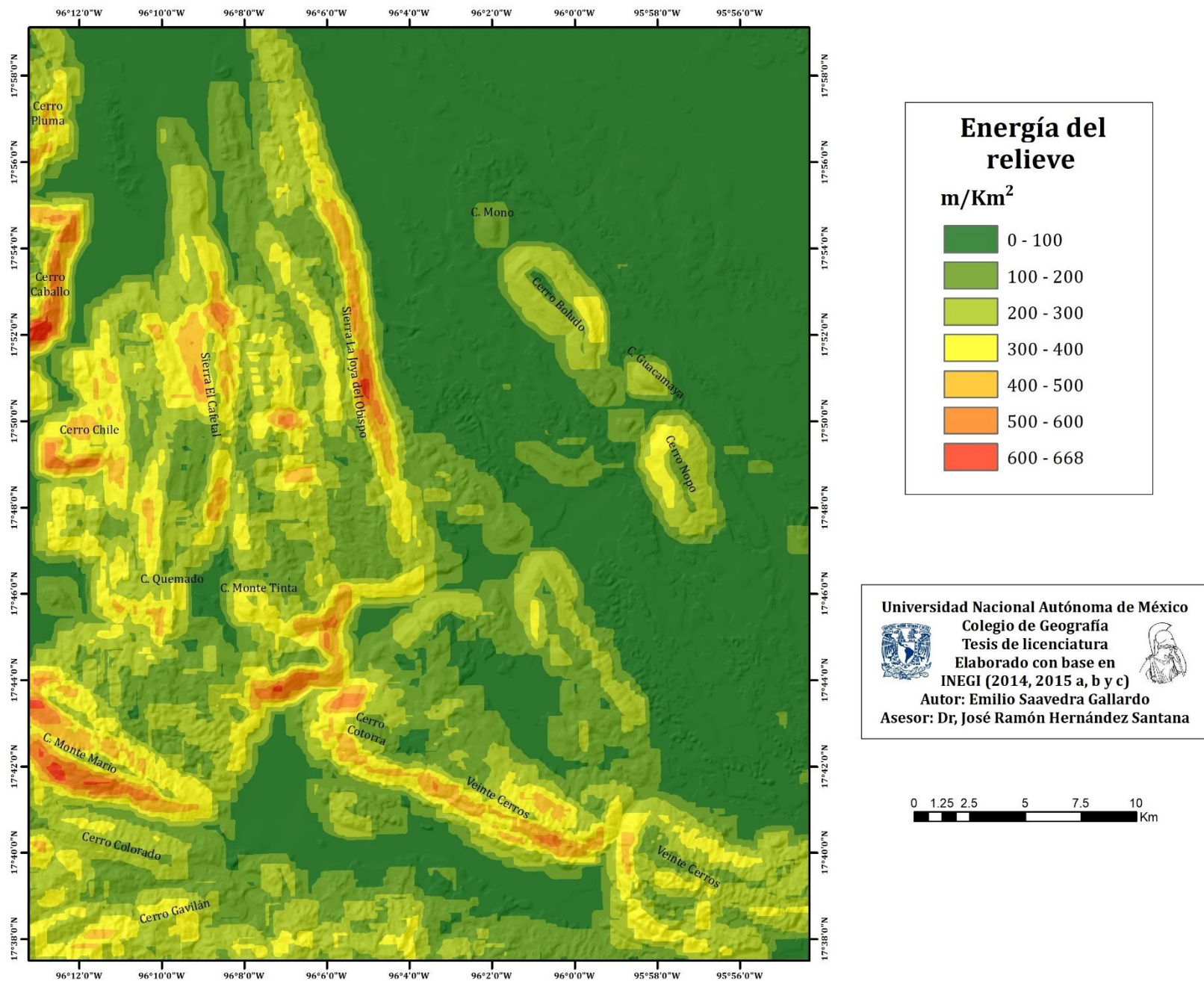


Figura 22. Mapa de energía del relieve. Elaborado con base en INEGI (2014, 2015a, b y c).

4.1.6. Densidad de disección

Al igual que la energía del relieve, esta variable se calculó a partir de una malla de un Km². La clasificación de los rangos fue elaborada con base en el método *Natural Breaks*, el cual busca la disminución de la varianza de los datos en cada clase, siempre y cuando exista una diferencia significativa entre cada una de ellas (Smith *et al.*, 2007; Morales, 2018).

Los rangos con mayor densidad de disección (2.2 a 4.4 Km y 1.7 a 2.2 Km) se localizan con mayor frecuencia al suroeste de la zona de estudio (Figura 23). En esta zona se encuentran rocas ígneas del Tronco de Ayotzintepec (granodiorita) y rocas sedimentarias de la Formación Todos Santos (limolita-arenisca), así como una pequeña porción de rocas metamórficas del Complejo Sierra de Juárez. En dicha zona se puede observar que el patrón de drenaje tiende a ser dendrítico, el cual se caracteriza por la ramificación irregular de las corrientes tributarias en casi cualquier dirección y ángulo (Huggett, 2017). Este patrón ocurre principalmente en litologías homogéneas de rocas ígneas, así como en estratos resistentes uniformes y resistentes, además de sedimentos no consolidados (Huggett, 2017).

Esta configuración también se puede observar en ciertas porciones de la zona noreste, en donde se puede inferir que existe un sistema de llanuras colinosas a onduladas. La litología principal en esta zona consta de calizas de las formaciones Atoyac y Guzmantla, lutitas-areniscas de la Formación Chicontepec, y conglomerado polimíctico-arenisca de la Formación Jaltepec.

Los rangos de 1.1 a 1.7 Km y 0.6 a 1.1 Km se pueden distribuir alrededor de las zonas con mayor altitud, así como en ciertas de lomeríos y llanuras. Patrones de drenaje que se pueden observar en estas categorías (principalmente en el sector noroeste), además del dendrítico, son de tipo paralelo, en donde varias corrientes siguen la misma dirección (o se separan con ángulos pequeños) debido a pendientes regionales fuertes (Charlton, 2008; Lugo, 2011); enrejado, que se caracteriza por la unión de sus corrientes en ángulos rectos o próximos a 90° y se asocian con pendientes regionales,

además de al rumbo general de las capas en rocas plegadas (García y Lugo, 2003; Charlton, 2008; Lugo, 2011); y rectangular, donde existe un arreglo perpendicular de corrientes desarrollado a partir de un control estructural de fracturas y fallas (Charlton, 2008; Huggett, 2017).

Por último, la categoría con menor densidad de disección (0 a 0.6 Km) se puede observar que se distribuye de manera dispersa en toda el área de estudio.

En general, en esta clase se encuentran calizas (formaciones Atoyac y Guzmantla) y depósitos aluviales. De esta manera, los patrones de drenaje que se pueden interpretar, además de los anteriores, son el kárstico, en el cual hay una configuración de corrientes pequeñas en diversas direcciones, en alternancia con depresiones y puntos ciegos, donde las corrientes se infiltran al subsuelo (Lugo, 2011).

4.1.7. Lineamientos

La interpretación de lineamientos se realizó a partir de cinco modelos de insolación (*hillshade*), ya que es uno de los métodos más utilizados para el reconocimiento de dichas estructuras (e. g. Oguchi *et al.*, 2003; Szykaruk *et al.*, 2004; Ganas *et al.*, 2005; Palyvos *et al.*, 2006; Abdullah *et al.*, 2010; entre otros).

En este sentido, las direcciones utilizadas para generar dichos modelos fueron 45°, 90°, 270° y 360 ° (Figura 24), así como la dirección estándar para esta variable (315°), la cual se puede apreciar en la Figura 26 y en la base del modelo de sombreado de todos los mapas. Se decidió utilizar las anteriores direcciones, debido a los efectos de percepción visual que pueden causar las direcciones desde el sur (Shary *et al.*, 2002).

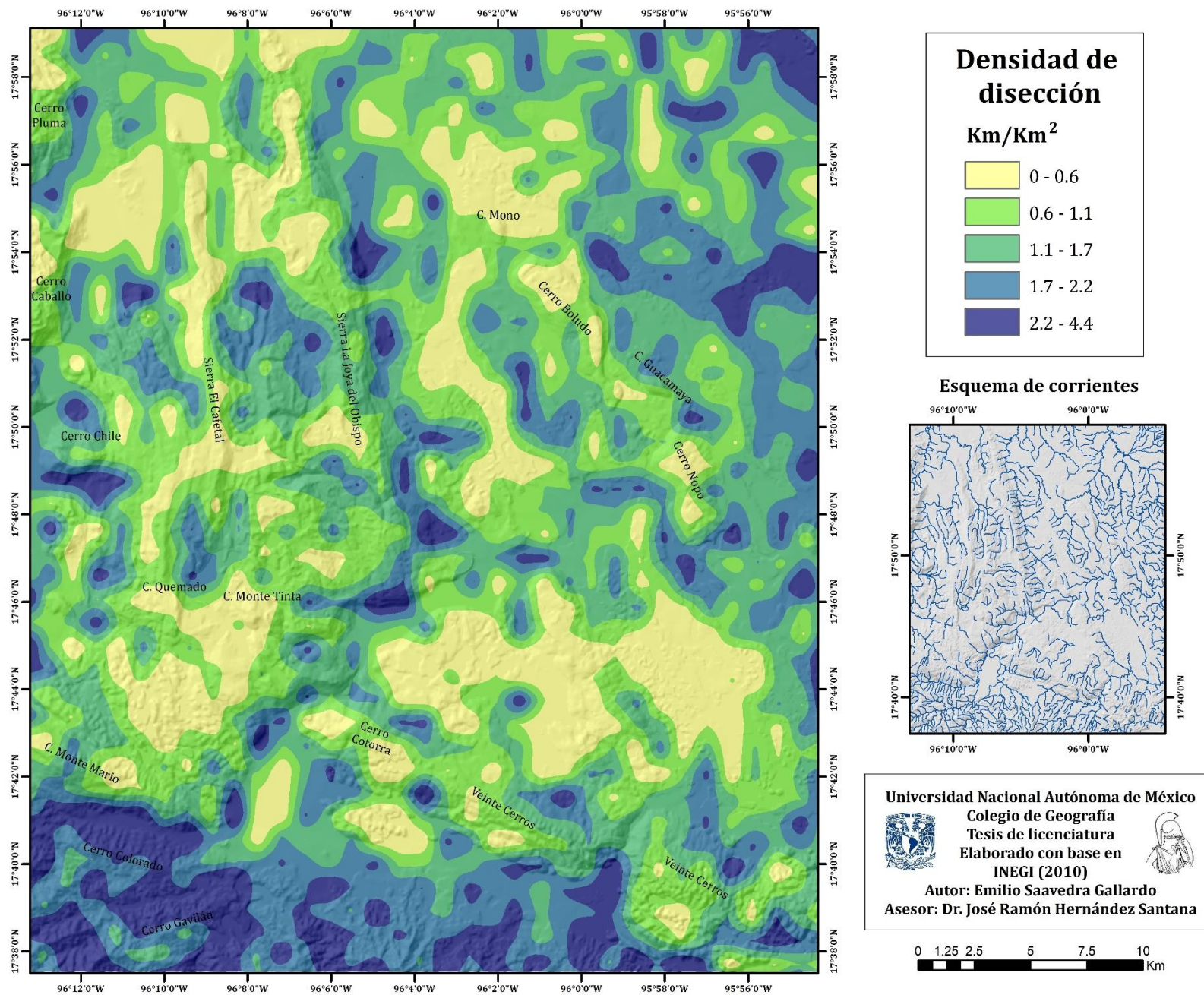


Figura 23. Mapa de densidad de disección. Elaborado con base en INEGI (2010).

Insolación (Hillshade)

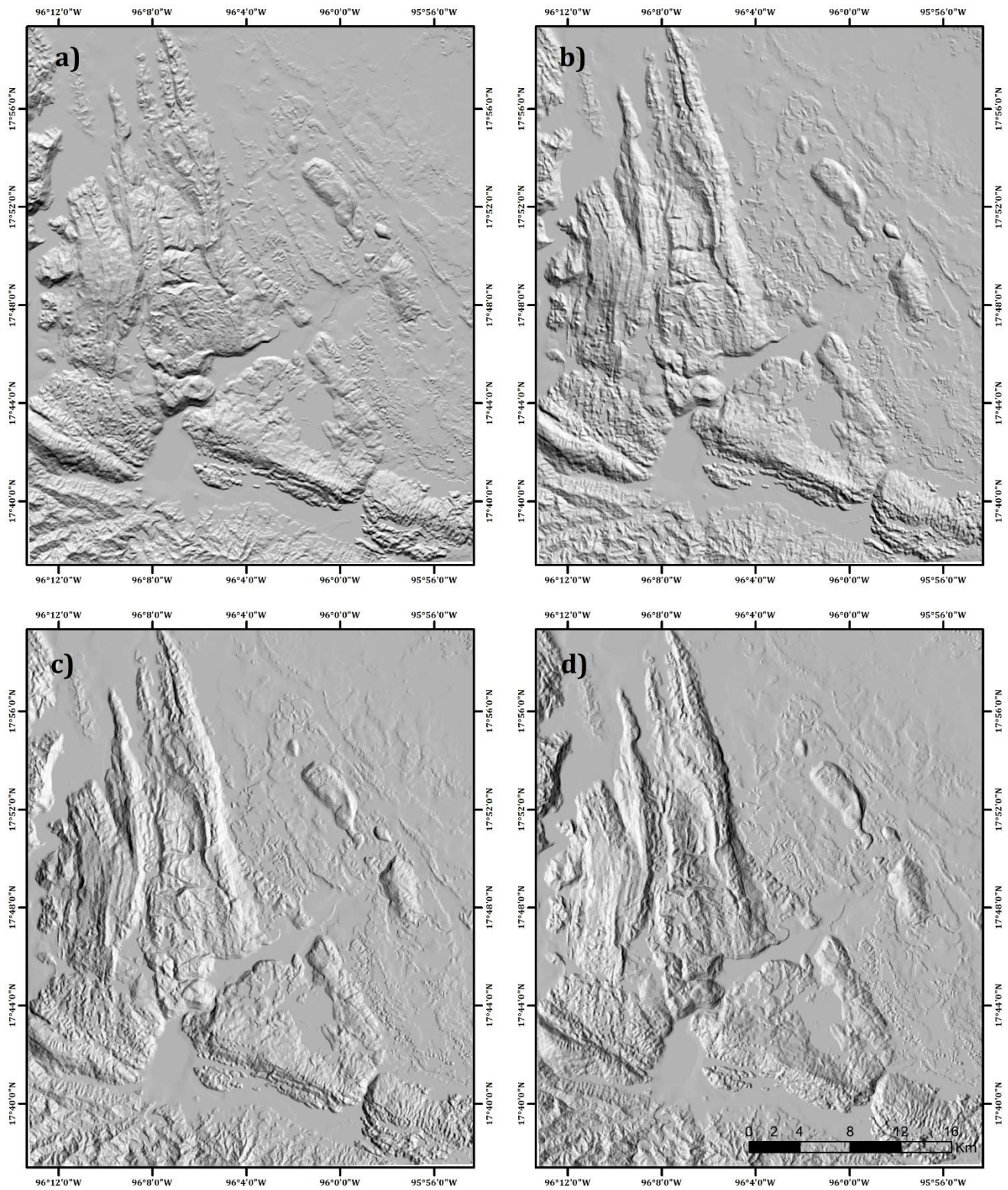


Figura 24. Esquema de los modelos de insolación utilizados en la interpretación de lineamientos: a) 360°; b) 45°; c) 90°; d) 270°. Elaborado con base en INEGI (2014, 2015a, b y c).

Los lineamientos interpretados en total fueron 783, los cuales fueron clasificados, de acuerdo con su dirección preferencial (dentro del mapa) en cuatro clases: N-S (350 a 360°, 0 a 10° y 170 a 190°), E-W (80 a 100° y 260 a 280°), NW-SE (280 a 350° y 100 a 170°), y NE-SW (10 a 80° y 190 a 260°) (Figura 26). En general, hay una predominancia de los lineamientos con dirección NW-SE (363 elementos), seguidos de los NE-SW (232) y, por último, los N-S (125) y los E-W (63).

El análisis de lineamientos, a partir del diagrama de rosetas, da como resultados un vector promedio de 335° (25° NW) y una concentración máxima de los valores (9.2%) entre los 321 y 330° (30 a 39° NW) (Figura 25).

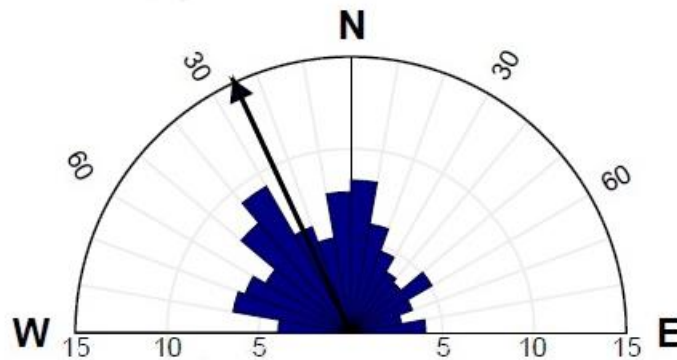


Figura 25. Diagrama de roseta de los lineamientos interpretados.

Las familias de lineamientos con mayor presencia dentro del área corresponden a las que tienen orientaciones entre 30 a 40° NW y 0 a 10° NE, seguidas de las de 40 a 50° NW y 0 a 10° NW.

Por último, los rangos de 70 a 80° NW y 60 a 70° NW también cuentan con una importante presencia en la zona de estudio.

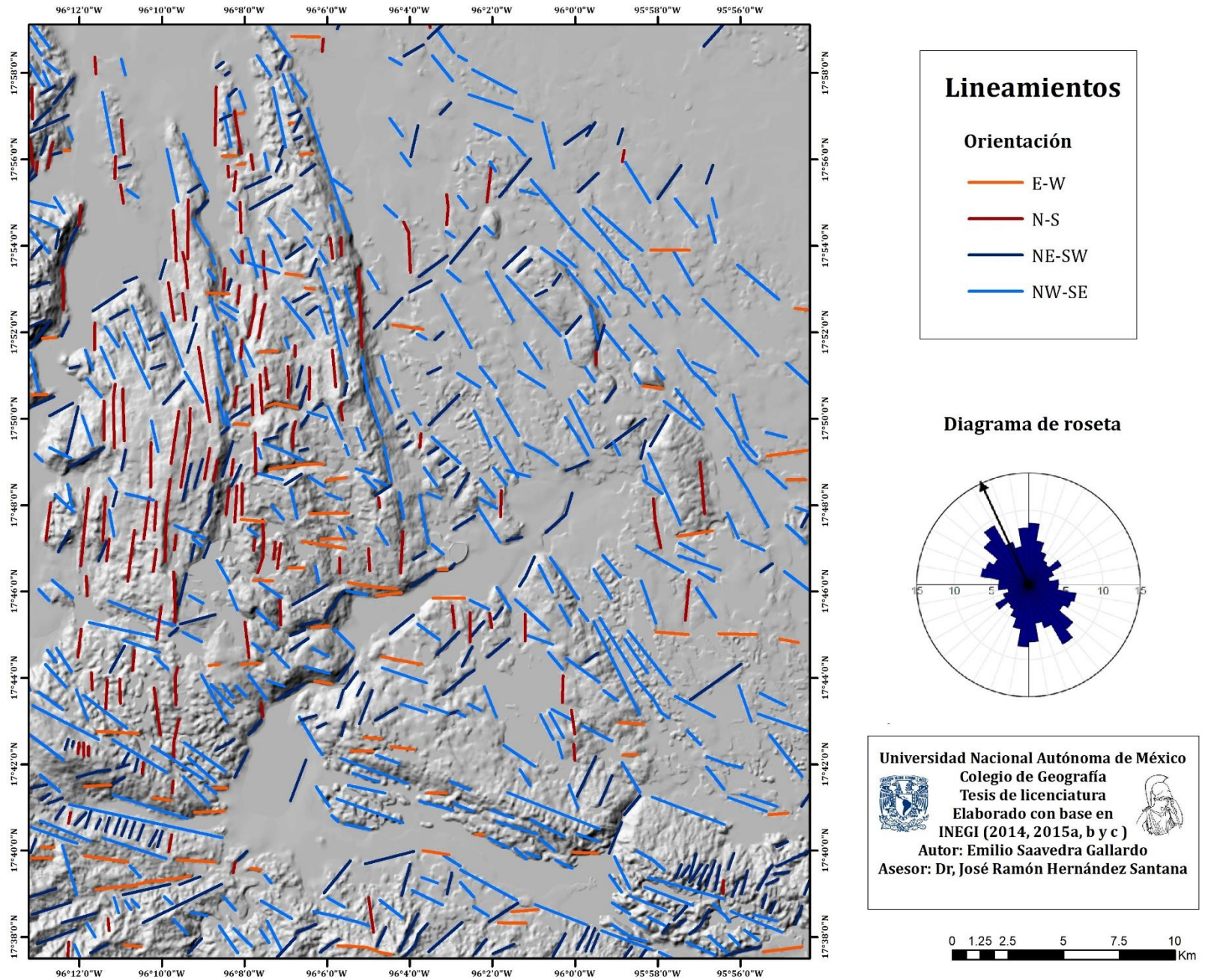


Figura 26. Mapa de lineamientos. Elaborado con base en INEGI (2014, 2015a, b y c).

4.1.7.a. Densidad de lineamientos

Además del análisis a través del diagrama de roseta, se realizó el mapa de densidad de lineamientos por Km², el cual se clasificó en cinco categorías con base en el método *Natural Breaks* (Figura 27).

Se observa que, en general, las categorías con mayor densidad (1.3 a 2.6 Km y 0.9 a 1.3 Km) se localizan en las zonas con mayor altitud y pendientes, que también coinciden con los principales sistemas de fallas dentro del área, sobre todo al oeste y sur, donde hay un predominio de rocas carbonatadas (formaciones Atoyac, Guzmantla y Orizaba), carbonatadas con intercalación de rocas clásticas (Formación Xonamanca), o solamente clásticas (Formación Todos Santos), así como rocas ígneas (Tronco de Ayotzintepec).

Valores entre 0.6 a 0.9 Km y 0.3 a 0.6 Km, se pueden observar también en estas zonas, además del sector noreste, en donde se encuentran lomeríos y llanuras. Además de las litologías mencionadas anteriormente, se pueden encontrar lutitas-areniscas (formaciones Méndez y Chicontepec) y en ciertas partes conglomerados polimícticos-areniscas (Formación Jaltepec) y aluvión.

Finalmente, los valores de menor densidad (0 a 0.3 Km), se localizan principalmente en las zonas de menor pendiente y elevación, es decir, en los sistemas de llanuras. Las litologías con mayor distribución en esta clase corresponden a conglomerado polimíctico-arenisca (Formación Jaltepec), lutita-arenisca (Formación Chicontepec) y depósitos de aluvión.

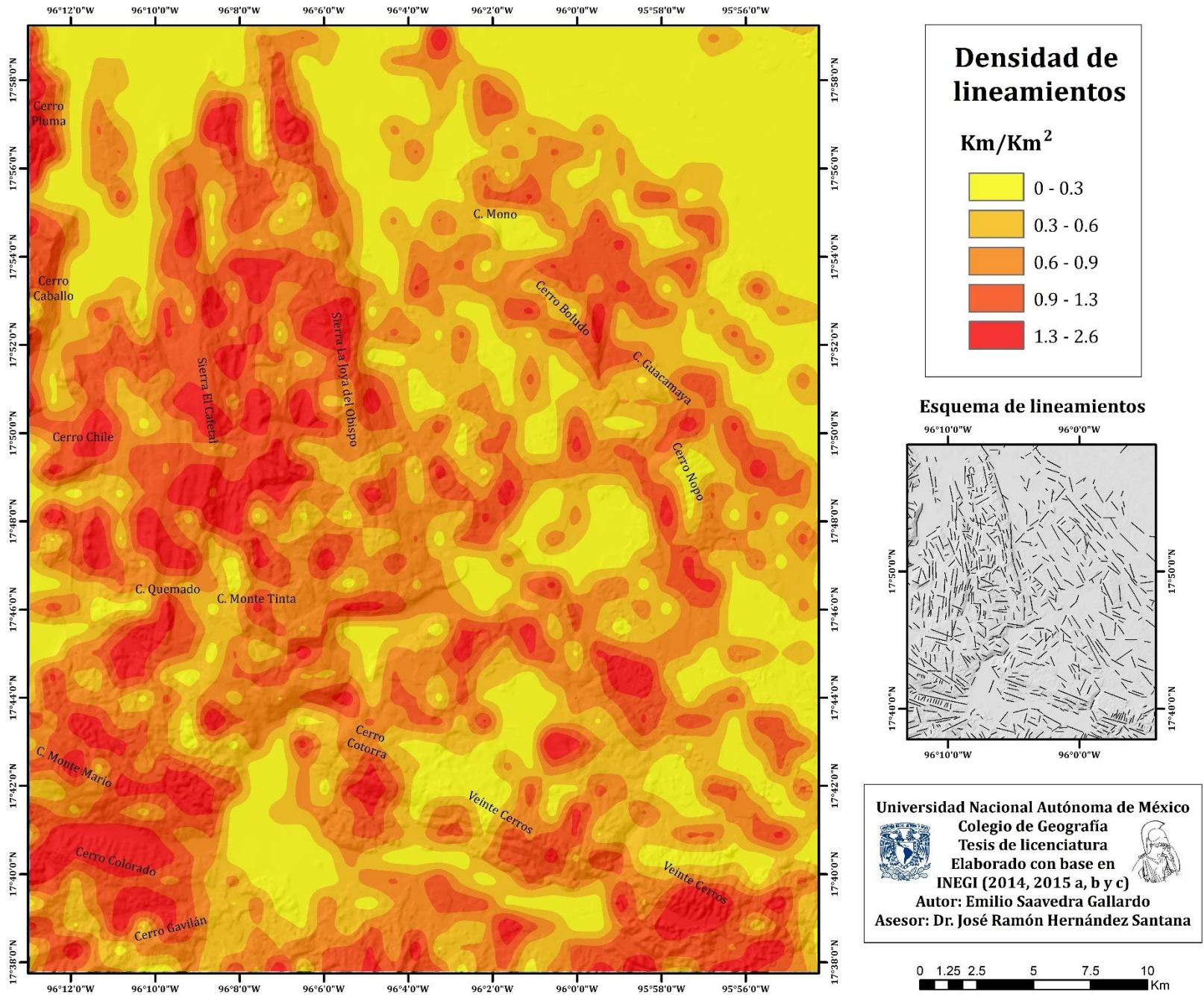


Figura 27. Mapa de densidad de lineamientos. Elaborado con base en INEGI (2014, 2015a, b y c).

4.2. Cartografía geomorfológica general

La cartografía geomorfológica se realizó a una escala 1:100,000 a partir del análisis de las variables geomorfométricas, geológicas y topográficas, además del uso de imágenes satelitales para poder complementar dicho análisis.

La metodología utilizada para la clasificación geomorfológica fue la expuesta en Hernández *et al.* (2009a y 2016), en donde se proponen niveles jerárquicos de clasificación tipológica del relieve, que se pueden resumir en los siguientes puntos:

1. Categorías básicas del relieve, determinadas por la intensidad de procesos geomorfológicos y geológicos activos.
2. Subcategorías del relieve, definidas por los rangos hipsométricos máximo y mínimo de los restos de niveles de planación.
3. Tipo morfogenético específico del relieve, de acuerdo con su morfología, morfometría y procesos de formación, además del tipo de litología existente y la edad relativa del relieve.
4. Complejo genético de formas del relieve, representados a través de polígonos, líneas o puntos, de acuerdo con su génesis (estructuro-tectónicas, fluviales, kársticas y denudativas).

Los resultados se pueden observar en el Anexo: Mapa geomorfológico general.

4.2.1. Categorías y subcategorías del relieve

Para el primer y segundo nivel de clasificación tipológica, se tomó como base el trabajo realizado por Hernández *et al.* (2009b), en donde se definen categorías y subcategorías del relieve para el estado de Oaxaca. En este sentido y debido a la diferencia de escalas, se elaboró una propuesta que se puede observar en la Tabla 10.

De las tres categorías principales (Montañas, Lomeríos y Llanuras) se obtuvieron tres subcategorías por cada una de ellas, siendo en total nueve (Figura 28).

Tabla 10. Categorías y subcategorías del relieve del área de estudio. Elaborado con base en Hernández et al. (2009).

Categorías	Subcategorías	Rango de altitud (m.s.n.m.)
Montañas	A. Bajas	$800 < H \leq 1\ 111$
	B. Premontañas altas	$500 < H \leq 800$
	C. Premontañas bajas	$300 < H \leq 500$
Lomeríos	D. Grandes	$200 < H \leq 300$
	E. Medianos	$100 < H \leq 200$
	F. Pequeños	$H \leq 100$
Llanuras	G. Altas	$120 < H \leq 200$
	H. Medias	$40 < H \leq 120$
	I. Bajas	$H \leq 40$; en sectores fluviales intramontanos con espectros altitudinales no diferenciados

La subcategoría con mayor altitud corresponde a Montañas bajas, con un rango de $800 < H \leq 1\ 111$ m. Se localizan principalmente en la Sierra El Cafetal, así como en los cerros Monte Mario, Monte Tinta y Quemado, además de las periferias de la Sierra La Joya del Obispo, en la porción oeste. Esta subcategoría se encuentra sobre rocas de la Formación Atoyac-Guzmantla y Xonamanca, consistentes en calizas y areniscas intercaladas con estratos de calizas.

La Premontañas altas ($500 < H \leq 800$ m) y Premontañas bajas ($300 < H \leq 500$ m) se localizan en el Cordón Veinte Cerros, así como en la Sierra La Joya del Obispo y los cerros Chile, Caballo, Pluma, Colorado y Gavilán, al oeste y sur. La mayor parte de estas subcategorías consisten en calizas de las formaciones Atoyac y Guzmantla, sin embargo, se pueden encontrar rocas de las formaciones Orizaba (dolomía-caliza), Xonamanca (arenisca-caliza), Todos Santos (limolita-arenisca), así como rocas del Complejo Sierra de Juárez (esquisto metasedimentario) y del Tronco de Ayotzintepec (granodiorita) en la porción sur.

La categoría de Lomeríos se subdivide en Grandes ($200 < H \leq 300$ m), Medianos ($100 < H \leq 200$ m) y Pequeños ($H \leq 100$ m).

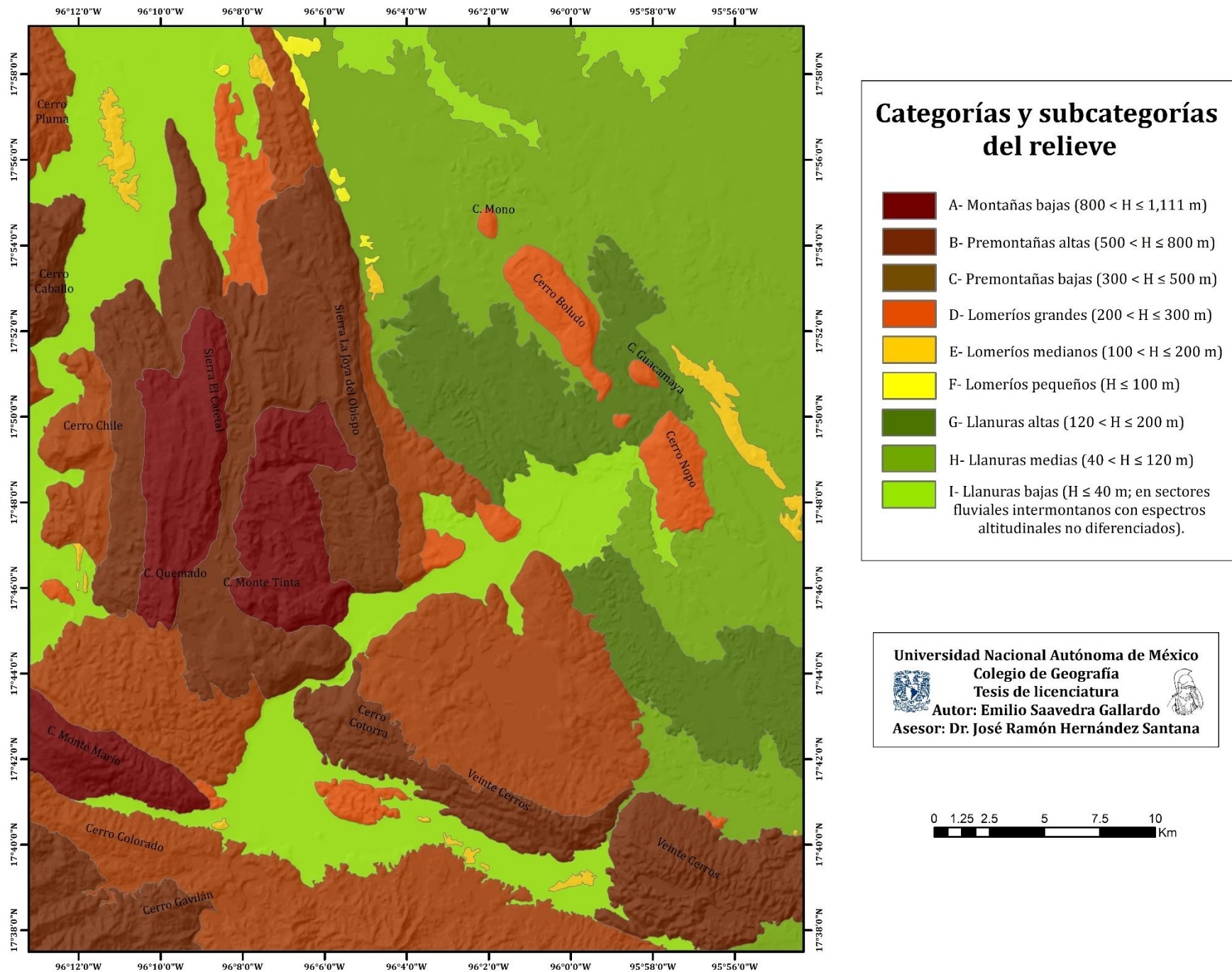


Figura 28. Mapa de categorías y subcategorías del relieve. Elaborado con base en INEGI (2014, 2015a, b y c) y Hernández et al. (2009b).

Se encuentran en las laderas de las anteriores subcategorías, así como en los cerros Boludo, Guacamaya, Mono y Nopo, al noreste, en donde tienden a encontrarse aislados entre las llanuras. La litología consiste en la misma de las anteriores subcategorías, además de la Formación Chicontepec (lutita-arenisca), al noreste.

La última categoría se subdivide en Llanuras altas ($120 < H \leq 200$ m), Llanuras medias ($40 < H \leq 120$ m) y Llanuras bajas ($H \leq 40$ m; en sectores fluviales intramontanos con espectros altitudinales no diferenciados); en esta última subcategoría se incluyen también llanuras con mayor altitud, pero que por su morfología y morfometría pertenecen a Llanuras bajas, con respecto al nivel de base local.

La primera subcategoría de Llanuras se localiza al este, entre la Sierra La Joya del Obispo y los cerros Nopo, Guacamaya y Boludo. Su litología corresponde en su mayoría a rocas de la Formación Atoyac-Guzmantla. Las Llanuras medias abarcan de igual manera el sector oriental, y su litología consiste en rocas sedimentarias carbonatadas y terrígenas del Cretácico (formaciones Atoyac, Guzmantla, Méndez, Chicontepec), además de depósitos de la Formación Jaltepec (conglomerado polimíctico-arenisca) y aluvión. Por último, las Llanuras bajas se localizan principalmente entre sectores fluviales intermontanos, además de una porción al norte del área de estudio. Su litología consiste principalmente en depósitos aluviales, además de conglomerado polimíctico-arenisca (Formación Jaltepec) y lutita-arenisca (Formación Chicontepec). Estas llanuras se corresponden con los planos de inundación alto y bajo, y con las terrazas bajas de los valles fluviales.

4.2.2. Tipo específico morfogenético del relieve y edad relativa

El siguiente nivel de clasificación consistió en la organización de categorías y subcategorías del relieve en función de su constitución geológica y procesos de formación, las características geomorfométricas principales y la edad relativa del relieve.

De acuerdo con la litología del área de estudio y a los principales procesos formadores, se realizó la siguiente diferenciación petromórfica del relieve:

- a- Relieve estructuro-denudativo, formado sobre complejos carbonatados y calcáreos (calizas y dolomías), con expresión de “blindaje litológico”, muy agrietados y con disolución kárstica.
- b- Relieve denudativo-tectónico, formado sobre complejos intrusivos (granitos y dioritas), metamórficos (esquistos metasedimentarios) y terrígenos (areniscas, limolitas, lutitas, conglomerados).
- c- Relieve erosivo-acumulativo, sobre rocas calcáreas cretácicas y terrígenas (areniscas, lutitas y conglomerados) del Paleógeno-Neógeno, y depósitos aluviales cuaternarios, formados por procesos erosivos y acumulativos en cuencas intramontanas y llanuras estructurales.

Las variables geomorfométricas que se tomaron en cuenta para este nivel jerárquico fueron la pendiente, la energía del relieve y la densidad de disección, debido a que son los índices geomorfológicos que muestran las características generales de cada tipo específico morfogenético del relieve. En este sentido, se muestran las variables de acuerdo con cada tipo en la Figura 29.

Por último, para determinar la edad relativa de cada tipo específico morfogenético del relieve se consideraron los trabajos realizados por Hernández *et al.* (2009b y 2016), en donde se establecen edades del Neógeno al Cuaternario (N-Q) en los contextos regionales de la Sierra Madre del Sur y la Llanura Costera del Golfo, respectivamente, de acuerdo a los pisos altitudinales, la constitución geológica y su expresión en el relieve.

De esta manera se obtuvieron los 14 siguientes tipos específicos morfogenéticos del relieve, los cuales se describen en los apartados 4.2.2.a, 4.2.2.b. y 4.2.2.c.

Montañas y Premontañas

A			B			C		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

1. Aa. Montañas bajas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, muy intensamente karstificadas (N₂-Q).

A			B			C		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

2. Aa. Montañas bajas, en bloque-plegamiento, moderadamente karstificadas (N₂-Q).

A			B			C		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

3. Ba. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, muy intensamente karstificadas (N₂-Q).

A			B			C		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

4. Ba. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, kárstico-erosivas, con moderada disección fluvial (N₂-Q).

A			B			C		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

5. Bb. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, erosivo-denudativas, fuertemente diseccionadas (N₂-Q).

A			B			C		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

6. Ca. Premontañas bajas, en bloque-plegamiento, muy intensamente karstificadas, en ocasiones con desarrollo de depresiones kársticas intramontanas (N₂³-Q).

A			B			C		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

7. Premontañas bajas, en bloque-plegamiento, erosivo-denudativas, fuertemente diseccionadas (N₂³-Q).

Lomeríos

D			E			F		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

8. Da. Grandes, en bloque-plegamiento, karstificados, predominantemente aislados en llanuras estructurales, fluviales y fluvio-kársticas (N₂³-Q).

D			E			F		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

9. Ea. Medianos, en plegamientos y en ocasiones bajo control de fracturación tectónica, ligeramente karstificados, predominantemente aislados en llanuras estructurales y fluviales y fluvio-kársticas (N₂³-Q).

D			E			F		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

10. Eb. Medianos, erosivo-tectónicos, residuales, en depresiones de contacto litológico fluvio-kársticas (Q_I-Q_{IV}).

D			E			F		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

11. Fa. Pequeños, en bloque-plegamiento, residuales, ligeramente karstificados, marginales en depresiones estructuro-litológicas (Q_I-Q_{II}).

Llanuras

G			H			I		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

12. Gc. Altas, en sistema escalonado de llanuras y terrazas erosivas, muy colinosas (N_2^3 - Q_I).

G			H			I		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

13. Hc. Medias, en sistema escalonado de llanuras y terrazas erosivo-acumulativas, onduladas a colinosas (Q_I - Q_{III}).

G			H			I		
a	b	c	a	b	c	a	b	c

14. Ic. Bajas, en sistema de terrazas fluviales erosivo-acumulativas, planas a onduladas (Q_{III} - Q_{IV}).

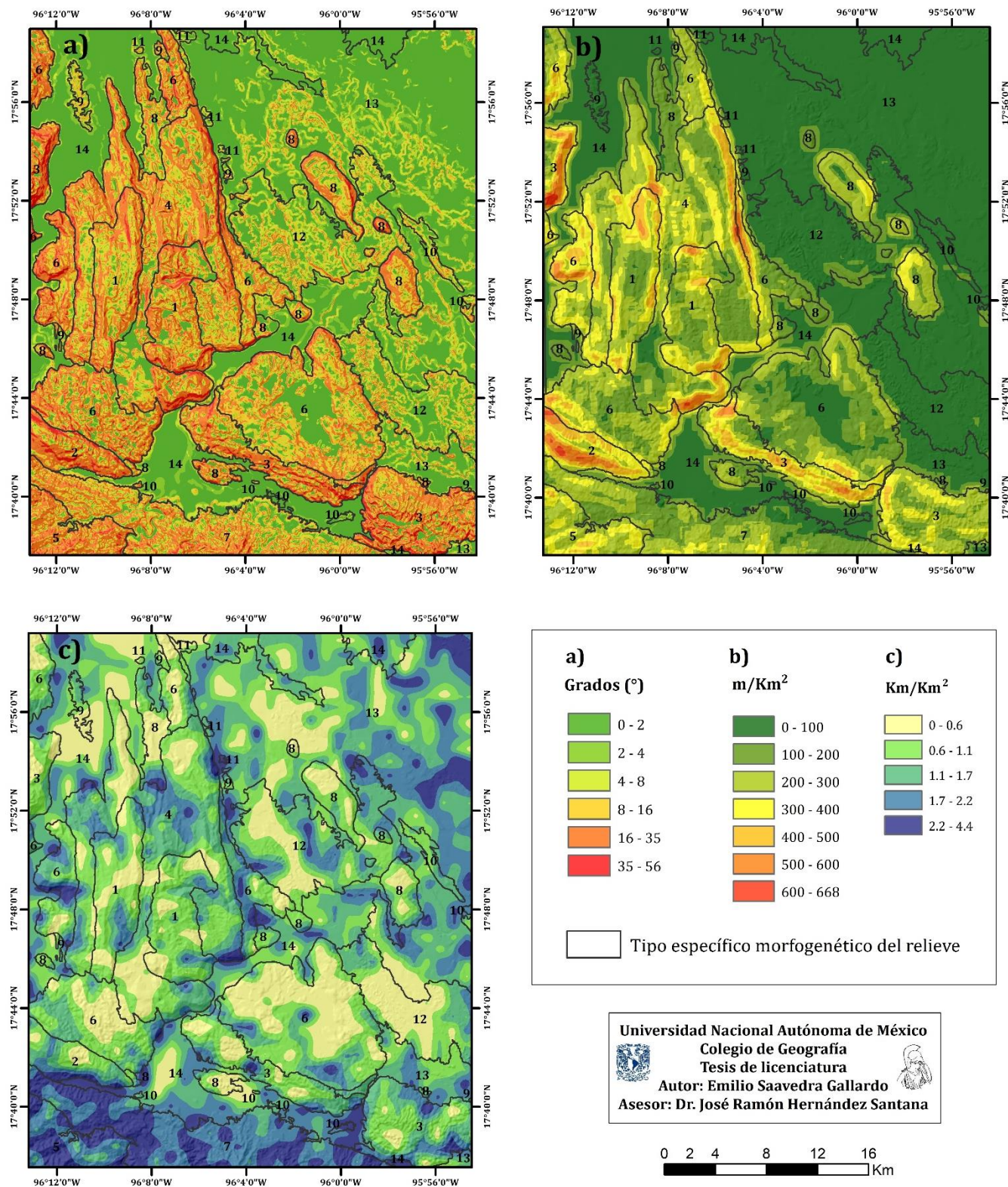


Figura 29. Variables morfométricas utilizadas para el tercer nivel jerárquico de clasificación: a) pendiente; b) energía del relieve y c) densidad de disección.

4.2.2.a. Montañas y Premontañas

1. Aa. Montañas bajas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, muy intensamente karstificadas (N₂-Q).

Este tipo morfogénético se localiza en las porciones de mayor elevación del área de estudio (sector oeste) y se caracteriza por ser un relieve con una fuerte influencia estructural y tectónica en el que se encuentran anticlinales y sinclinales (Anticlinal Tierra Negra y Sinclinal Choapam), además de fallas normales y laterales (Falla Cerro de Concha). La litología consiste en calizas (formaciones Atoyac y Guzmantla), por lo cual los procesos de karstificación son muy intensos, aunado al control estructural. En general, se observa que las pendientes tienden a ser inclinadas (16 a 35°) y muy inclinadas (35 a 56°), mientras que en la energía del relieve y la densidad de disección hay una mayor variación de datos. La edad de consolidación de este tipo, así como de los demás tipos morfogénéticos de Montañas bajas y Premontañas altas, se asume entre el Terciario Superior y el Cuaternario (N₂-Q).

2. Aa. Montañas bajas, en bloque-plegamiento, moderadamente karstificadas (N₂-Q).

Se localiza al suroeste, en las inmediaciones del Cerro Monte Mario, en donde se puede encontrar el sistema de fallas laterales con componente normal Valle Nacional. Litológicamente se compone de areniscas-calizas (Formación Xonamanca) y dolomías-calizas (Formación Orizaba), por lo cual existen procesos de karstificación, pero más moderados. Las pendientes son inclinadas y muy inclinadas, y la energía del relieve tiende a ser alta, predominando valores mayores a 400 m; por otro lado, la densidad de disección suele ser mayor en las porciones de menor elevación (mayor a 1.7 km/km²) y menor en las zonas más altas (0 a 0.6 km/km²).

3. Ba. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, muy intensamente karstificadas (N₂-Q).

Se ubica a lo largo de las porciones más elevadas del Cordón Veinte Cerros, en la porción sur, además del Cerro Caballo, al noroeste. Se constituye principalmente de areniscas-calizas (Formación Xonamanca) y dolomías-calizas (Formación Orizaba), al sur, y de calizas (formaciones Atoyac y Guzmantla) en el Cerro Caballo. La estructura más importante en este tipo corresponde a la Falla Veinte Cerros, la cual se extiende con una dirección general NW-SE, en la porción sur. En general, los procesos kársticos son muy intensos, sobre todo en la zona que se localiza al sureste. Las pendientes son inclinadas y muy inclinadas, mientras que la energía del relieve tiende a ser alta en la zona noroeste y sur-centro (valores mayores a 400 m) y media-baja al sureste (entre 100 a 400 m). La densidad de disección es menor al noreste (0 a 1.1 km/km²) y mayor al sur (hasta 4.4 km/km², en pequeñas porciones).

4. Ba. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, kárstico-erosivas, con moderada disección fluvial (N₂-Q).

Se encuentra entre las sierras El Cafetal y La Joya del Obispo y se constituye en su gran mayoría de calizas de las formaciones Atoyac-Guzmantla. En general, el control tectónico y estructural es muy fuerte, por lo que se encuentran varias estructuras geológicas, siendo las más importantes los anticlinales La Joya del Obispo y Tierra Negra, el Sinclinal Arroyo Choapam, la Falla Monte Tinta y la Falla Reforma. Debido a la litología y al control estructural, existen procesos kársticos y erosivos relacionados con las corrientes fluviales. Las pendientes son inclinadas y muy inclinadas en su mayoría. La energía del relieve varía entre todos los rangos, sin embargo, se pueden observar zonas importantes de energías altas (mayor a 500 m) relacionadas con fallas normales. La densidad de disección tiende a valores intermedios (1.1 a 1.7 km/km²) y bajos (0.6 a 1.1 km/km²).

5. Bb. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, erosivo-denudativas, fuertemente diseccionadas (N₂-Q).

Se localiza en el extremo suroeste, en las inmediaciones del Cerro Gavilán. Se compone de limolita-arenisca (Formación Todos Santos), granodiorita (Tronco de Ayotzintepc) y una pequeña parte de esquisto-metasedimentario (Complejo Sierra de Juárez). Se caracteriza por la predominancia de fallas normales y laterales, así como una parte de la Cabalgadura Vista Hermosa, misma que limita las rocas metamórficas. Por el tipo de litología, los procesos tienden a ser más erosivos y/o denudativos. Las pendientes tienden a ser inclinadas y muy inclinadas, y la energía del relieve se encuentra entre rangos medios-bajos (200 a 400 m). La densidad de drenaje es de las más altas en la zona, siendo mayoritariamente entre 1.7 a 4.4 km/km².

6. Ca. Premontañas bajas, en bloque-plegamiento, muy intensamente karstificadas, en ocasiones con desarrollo de depresiones kársticas intramontanas (N₂³-Q).

Este tipo morfogenético se encuentra al margen de las anteriores categorías que se componen de rocas calcáreas. En este sentido, la litología se compone principalmente de calizas de la Formación Atoyac y Guzmantla, y de dolomías-calizas de la Formación Orizaba en menor grado. Estructuralmente, se encuentran las fallas laterales y normales, además de los anticlinales y sinclinales mencionados anteriormente. También se encuentra las fallas Guadalupe 2, El Porvenir 3 y Manantial 1, en el sector noroeste, las cuales tienen una importancia notable en el desarrollo del relieve. Los procesos de karstificación son muy importantes, dando lugar a depresiones grandes a medias en algunas zonas. Las pendientes varían de inclinadas y muy inclinadas a suaves (2 a 4°) o planas (0 a 2°) en las zonas de depresiones. De igual manera, la energía de relieve y la densidad de disección oscila de valores altos en las zonas de mayor pendiente a bajos en las depresiones. Debido a la intensidad de sus procesos y al piso altitudinal, la edad de consolidación se asume entre el final del Plioceno y el Cuaternario (N₂³-Q).

7. Premontañas bajas, en bloque-plegamiento, erosivo-denudativas, fuertemente diseccionadas (N₂³-Q).

Se encuentra en la porción sur y se constituye de limolita-arenisca (Formación Todos Santos), granodiorita (Tronco de Ayotzintepc) y granito (intrusivo Monte de Oro). La característica estructural más notable de este tipo es el sistema de fallas laterales con componente normal Valle Nacional. Las pendientes van de inclinadas y muy inclinadas a suaves o planas en las zonas de menor elevación. La energía del relieve tiende a ser media-baja (100 a 300 m) a baja (0 a 100 m) en las zonas de menor elevación. Al igual que el tipo 5. Bb., la densidad de drenaje en general es altas en la zona (1.7 a 4.4 km/km²). La edad de consolidación de este tipo se estima también entre el final del Plioceno y el Cuaternario (N₂³-Q).

Debido a que los tipos morfogenéticos de Montañas y Premontañas comparten un control estructural y tectónico importante, se realizó el análisis de lineamientos de cada tipo. Los lineamientos se pueden observar en la Figura 30.

Las direcciones preferenciales en las Montañas Bajas son de 0 a 10° NE en el tipo 1. Aa y 0 a 20° NE, además de 50 a 60° NW en el 2. Aa (Figura 31). Para las Premontañas altas se encuentra una mayor variación de los datos. En el tipo 3.Ba las familias predominantes son de 60 a 80 ° NW y 10 a 20° NE; en el 4. Ba de 0 a 10° NW y de 20 a 30° NW; para el 5. Bb de 70 a 80° NE y de 40 a 50° NW. Por último, para las Premontañas bajas se pueden encontrar direcciones preferenciales entre 30 a 40° NW y 50 a 60° NE para el tipo 6. Ca, y de 20 a 30° NE y 60 a 80° NW para el 7.Cb.

En general, en los tipos 5.Bb y 7.Cb se puede interpretar a estas familias de lineamientos como sistemas ortogonales derivados del sistema de fallas Valle Nacional, ya que afectan a las mismas litologías. Por otro lado, los lineamientos en los tipos que comparten rocas carbonatadas tienden a ser más variados, lo cual se puede deber a la gran cantidad de estructuras en estas zonas.

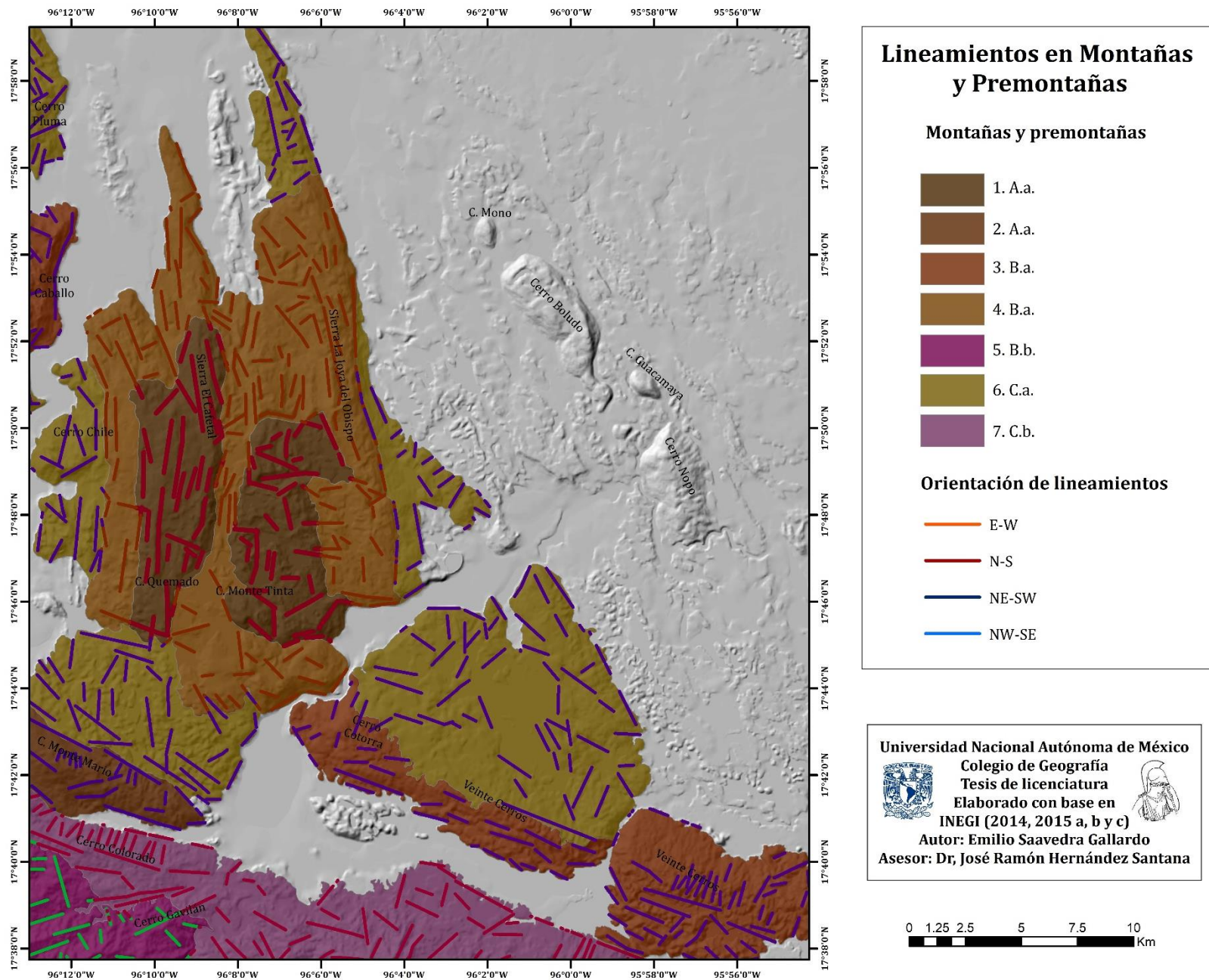


Figura 30. Mapa de lineamientos en Montañas y Premontañas.

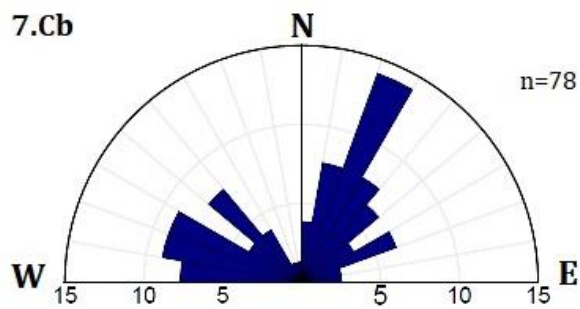
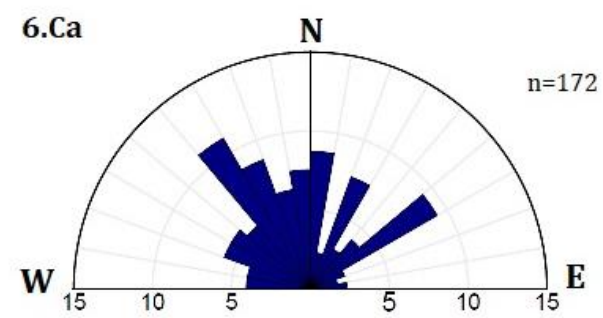
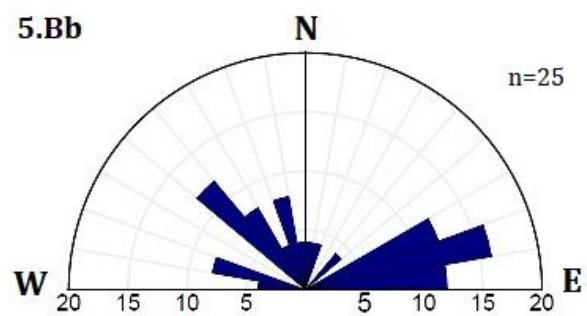
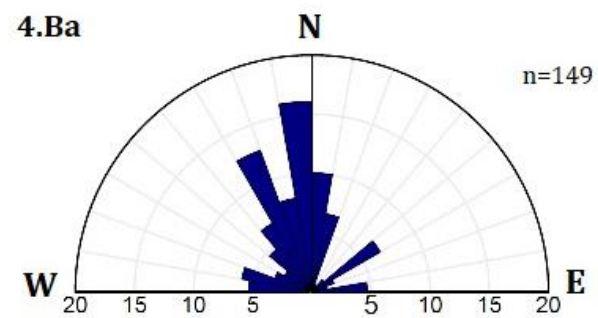
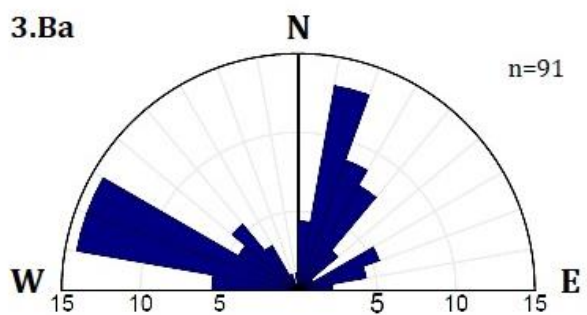
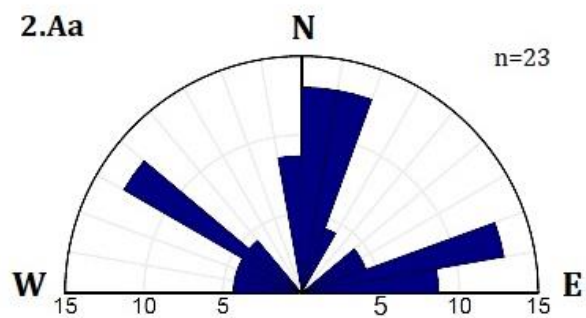
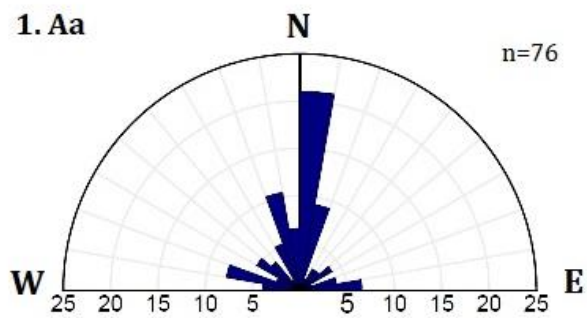


Figura 31. Diagramas de roseta de lineamientos en Montañas y Premontañas.

4.2.2.b. Lomeríos

8.Da. Grandes, en bloque-plegamiento, karstificados, predominantemente aislados en llanuras estructurales, fluviales y fluvio-kársticas (N₂³-Q).

Los Lomeríos grandes se encuentran al margen de Montañas y Premontañas, y mayoritariamente entre sistemas de llanuras. La mayoría se constituye de calizas (formaciones Atoyac-Guzmantla) y en algunos casos de arenisca-caliza (Formación Xonamanca) y/o dolomía-caliza (Formación Orizaba). Estructuralmente comparten las mismas fallas que las Montañas y Premontañas de litologías carbonatadas, además del Anticlinal Bethania, en el sector noreste. Presentan procesos de karstificación, pero no tan intensos como en los anteriores tipos. En general, las pendientes tienden a ser muy inclinadas e inclinadas y la energía del relieve oscila entre los 100 y 300 m. La densidad de drenaje es mayoritariamente baja (0 a 1.1 km/km²). La edad de consolidación de este tipo se asume entre el final del Plioceno y el Cuaternario (N₂³-Q).

9.Ea. Medianos, en plegamientos y en ocasiones bajo control de fracturación tectónica, ligeramente karstificados, predominantemente aislados en llanuras estructurales y fluviales y fluvio-kársticas (N₂³-Q).

Se encuentran en la zona oeste y se constituyen de calizas (formaciones Atoyac-Guzmantla) y en algunos casos de dolomía-caliza (Formación Orizaba). Las estructuras más importantes son el Anticlinal Fortín y la Falla El Gavilán. En general, la karstificación es menor, comparada con los demás tipos. Las pendientes suelen ser inclinadas y ligeramente inclinadas (8 a 16°), mientras que la energía baja (0 a 200 m). La densidad de drenaje varía de acuerdo con la localización de cada lomerío. Su edad se estima también entre el final del Plioceno y el Cuaternario (N₂³-Q).

10.Eb. Medianos, erosivo-tectónicos, residuales, en depresiones de contacto litológico fluvio-kársticas (Q_I-Q_{IV}).

Se localizan en el sector noreste y se componen en su mayoría de lutita-arenisca (Formación Chicontepec). Se caracterizan por encontrarse entre el contacto litológico de las calizas de las formaciones Atoyac y Guzmantla, y las rocas anteriormente

mencionadas. Las pendientes son inclinadas a ligeramente inclinadas, le energía es predominantemente baja (0 a 100 m) y la densidad de drenaje media-baja (0.6 a 1.7 km/km²). Debido a que se consideran lomeríos residuales, su edad relativa se estima entre el Pleistoceno temprano y el Holoceno (Q_I-Q_{IV}).

11. Fa. Pequeños, en bloque-plegamiento, residuales, ligeramente karstificados, marginales en depresiones estructuro-litológicas (Q_I-Q_{II}).

Los Lomeríos pequeños se encuentran en el sector noroeste, al margen de grandes elevaciones y se constituyen principalmente de rocas de las formaciones Atoyac-Guzmantla y Chicontepec. Son los lomeríos que menor karstificación presentan. Tienen pendientes suaves a ligeramente inclinadas (4 a 8°) y ligeramente inclinadas, energías bajas (0 a 100 m) y densidad de disección variada, conforme a su posición. Su edad se asume entre el Pleistoceno temprano y el medio (Q_I-Q_{II}).

4.2.2.c. Llanuras

12. Gc. Altas, en sistema escalonado de llanuras y terrazas erosivas, muy colinosas (N₂³-Q_I).

Se localizan al este, principalmente sobre calizas (formaciones Atoyac y Guzmantla) y una pequeña porción de lutitas-areniscas (Formación Méndez). Su morfología tiende a ser colinosa por los restos de terrazas que se pueden encontrar, además de las pendientes inclinadas a planas, y energías que llegan hasta los 200 m. La densidad de estas llanuras tiende a ser baja (0 a 1.1 km/km²), aunque existen pequeñas zonas con valores altos (2.2 a 4.4 km/km²). Por su morfología y altitudes, se asume su consolidación entre el final del Plioceno y el Pleistoceno temprano (N₂³-Q_I).

13. Hc. Medias, en sistema escalonado de llanuras y terrazas erosivo-acumulativas, onduladas a colinosas (Q_I-Q_{III}).

Se distribuyen al este y cuentan con una litología variada, desde calizas (formaciones Atoyac y Guzmantla) hasta lutitas-areniscas (Formación Méndez), conglomerado polimíctico-arenisca (Formación Jaltepec) y aluvi3n. Se diferencia de las Llanuras altas, adem3s de su elevaci3n, por su morfolog3a que tiende a ser entre ondulada y colinosa. Lo anterior se debe a su morfometr3a, que cuenta con pendientes inclinadas a planas, energ3as de hasta 100 m y densidades variadas. Su edad se estima entre el Pleistoceno temprano y el final del Pleistoceno (Q_I-Q_{III}).

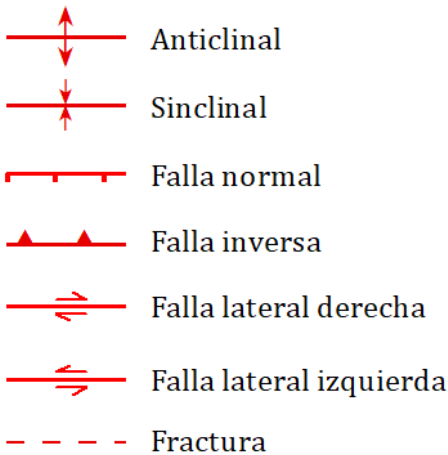
14. Ic. Bajas, en sistema de terrazas fluviales erosivo-acumulativas, planas a onduladas (Q_{III}-Q_{IV}).

El 3ltimo tipo morfogen3tico se localiza principalmente entre sectores fluviales intermontanos, adem3s de una porci3n al norte. Se conforman principalmente dep3sitos aluviales, adem3s de conglomerado polim3ctico-arenisca (Formaci3n Jaltepec) y lutita-arenisca (Formaci3n Chicontepec). Morfol3gicamente se caracterizan porque son planas y/o onduladas. Presentan los valores m3s bajos de pendiente y energ3a, mientras que la densidad de drenaje es variada. Debido a su morfolog3a y elevaciones, se asumen edades entre el final del Pleistoceno y el Holoceno (Q_{III}-Q_{IV}).

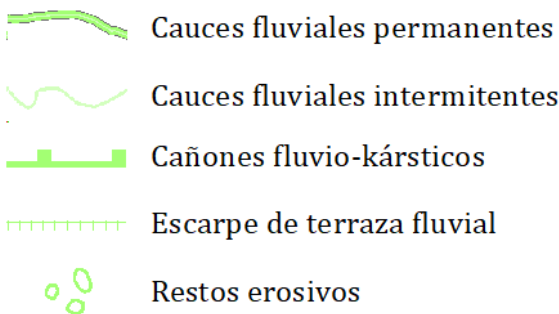
4.2.3. Complejo gen3tico de formas del relieve

El 3ltimo nivel jer3rquico consisti3 en la delimitaci3n de formas del relieve en funci3n de su g3nesis, a partir de la interpretaci3n de la topograf3a, la geolog3a y geomorfometr3a, adem3s de im3genes satelitales. De esta manera, se lleg3 al resultado de que existen 4 principales procesos gen3ticos en estas formas: 1) Estructuro-tect3nicas; 2) Fluviales; 3) K3rsticas, y 4) Denudativas. La simbolog3a utilizada para cada complejo gen3tico se muestra en la Figura 32.

1. Estructuro-tectónicas



2. Fluviales



3. Kársticas



4. Denudativas

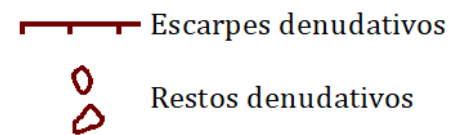


Figura 32. Simbología de los complejos genéticos del relieve.

4.2.3.a. Estructuro-tectónicas

En este nivel se incluyeron las estructuras mencionadas en el apartado 3.1, debido a que tienen una expresión notable en el relieve. Las estructuras representadas son: fallas normales, fallas inversas, fallas laterales derechas e izquierdas, fracturas, anticlinales y sinclinales. En general, estas estructuras presentan una mayor influencia en las Montañas y Premontañas, como se menciona en el apartado 4.2.2.a., aunque también se observan algunas zonas importantes en Lomeríos y Llanuras, pero en menor grado.

Ejemplos importantes de dicha influencia se muestran en la Figura 33, en donde se pueden observar estructuras asociadas a rocas carbonatadas (a) y al contacto entre las

anteriores y rocas ígneas, terrígenas y metamórficas (b). En la primera zona (a) se observa un control importante de anticlinales y sinclinales con una dirección general NW-SE aproximada entre 10 a 20°, además de fallas normales con una dirección paralela o similar a los anticlinales. También se aprecian fallas laterales con una dirección entre 40 a 60° NE-SW, las cuales afectan a las anteriores estructuras.

La segunda zona (b) se encuentra controlada por el sistema de fallas Valle Nacional, con una dirección general NW 76° SE. A este sistema se encuentran asociadas las fallas más importantes de dicha zona (fallas Valle Nacional, Monte Mario y Ayotzintepec). También se observan direcciones casi perpendiculares a este sistema, lo cual se puede interpretar como un sistema conjugado de fallas.

4.2.3.b. Fluviales

En este complejo de formas se representaron las corrientes permanentes e intermitentes, cañones fluvio-kársticos, escarpes de terrazas y restos erosivos.

Las corrientes fluviales permanentes son flujos de agua que se presentan la mayor parte del año (permanentes) o solo algunos meses (intermitentes), debido a que dependen de la precipitación pluvial (Lugo, 2011). La mayor concentración de corrientes se encuentra en la porción sur, específicamente en las tipologías 5.Bb Y 7.Cb, en donde tienden a formar patrones dendríticos. Las corrientes permanentes más importantes corresponden a los ríos Cajonos (suroeste), Tesechoacán (centro-este), del Valle (noroeste), San Cristóbal (noroeste) y Manso (sureste).

Los cañones fluvio-kársticos corresponden a valles profundos y estrechos, con laderas abruptas (Lugo, 2011), que fueron modelados por procesos fluviales y kársticos, debido a su litología y al control estructural. Dentro del área de estudio se encuentran al sur, entre el Río Cajonos (suroeste) y el Arroyo el Carrizo (sureste).

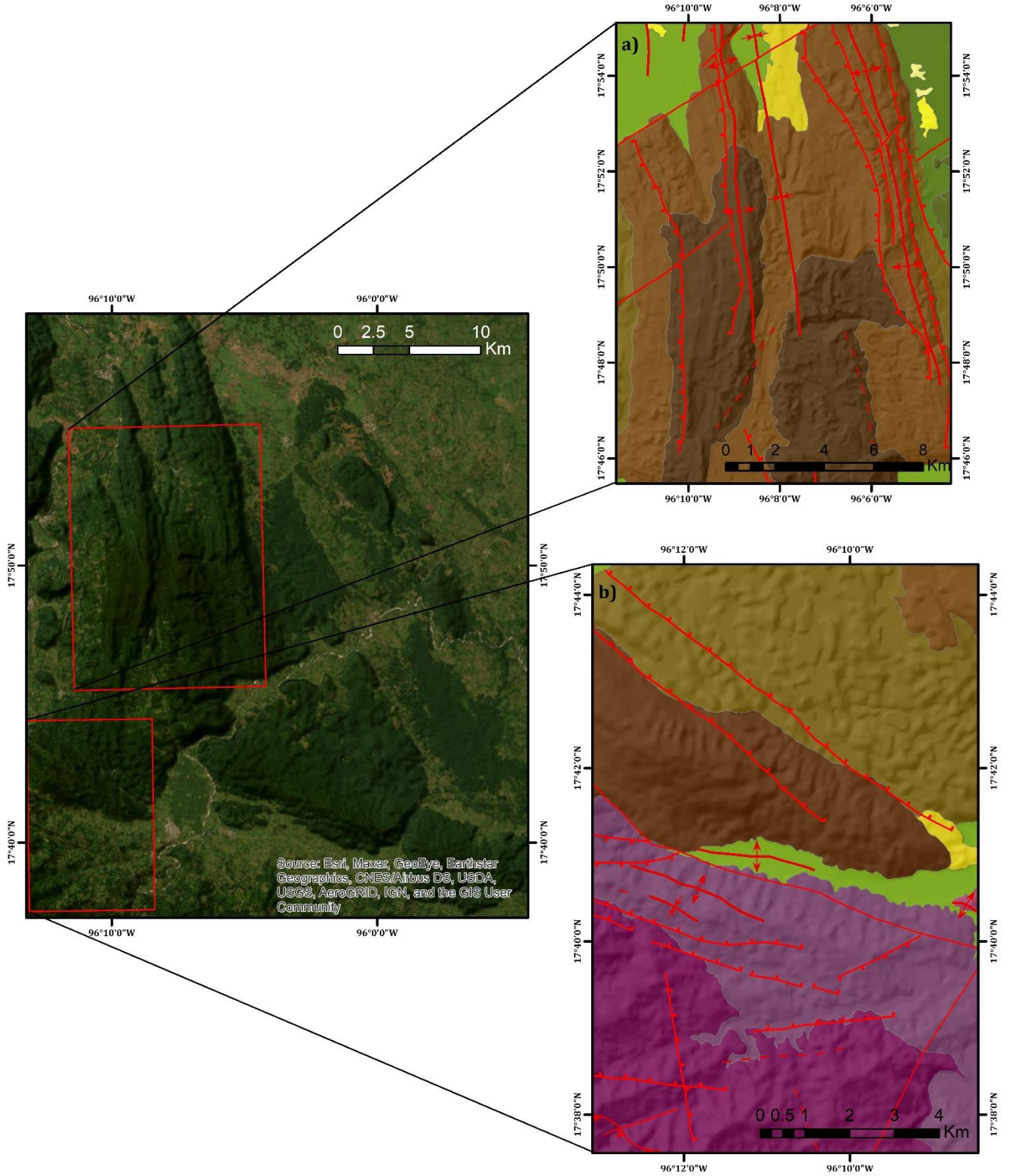


Figura 33. Ejemplo de formas estructuro-tectónicas: a) asociadas a rocas carbonatadas y b) entre el contacto de rocas carbonatadas e ígneas, terrígenas y metamórficas.

Los escarpes de terraza fluvial son laderas abruptas formadas por procesos erosivos y de acumulación (Lugo, 2011), en desniveles aledaños a corrientes principales. Se encuentran principalmente en Llanuras medias y altas.

Por último, los restos erosivos corresponden a superficies formadas por la acción erosiva, en este caso de las corrientes fluviales, en las rocas existentes y que generalmente presentan inclinaciones bajas (Lugo, 2011). Dichos restos también se pueden asociar con remanentes de terrazas fluviales. Se distribuyen principalmente en Llanuras altas y medias.

Ejemplo de estas formas se puede observar en la Figura 34, donde convergen en las tipologías 3.Ba, 6.Ca, 13.Hc y 14.Ic.

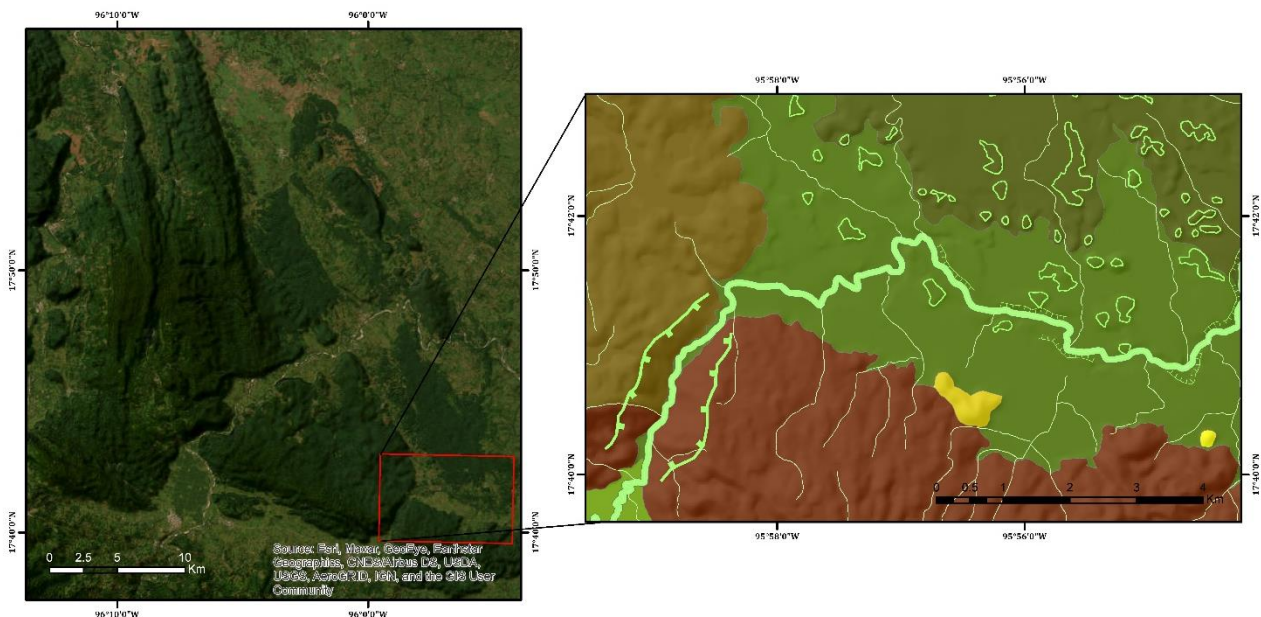


Figura 34. Ejemplo de formas fluviales.

4.2.3.c. Kársticas

Para este nivel se interpretaron siete formas: dolinas, uvalas, poljes, mogotes (cónicos y en cúpula), escarpes kársticos, divisorias estrechas y ponores.

Las dolinas son depresiones cerradas, de forma circular o elipsoidal en planta, que se forman por procesos de disolución o colapsos del subsuelo y que cuentan con un diámetro generalmente menor a 500 m, aunque a veces pueden alcanzar un km (Gutiérrez, 2008; Lugo, 2011). Dentro del área, abundan en las Montañas y Premontañas, principalmente en las tipologías 6.Ca y 3.Ba.

Las uvalas son depresiones cerradas que se originan por la coalescencia de dos o más dolinas y que presentan diámetros de cientos de metros a unos kilómetros (Lugo, 2011). Se puede observar una amplia distribución en las mismas tipologías en las que se encuentran dolinas.

Los poljes también son depresiones cerradas, pero que en longitud alcanzan decenas de kilómetros (Lugo, 2011). Presentan superficies con fondo plano delimitadas por laderas empinadas y pueden tener drenaje, estar secos o inundados de forma permanente o temporal (Gutiérrez, 2008; Lugo, 2011). Generalmente se asocian con grandes fracturas o fallas (Lugo, 2011). En el área de estudio, se encuentran dos poljes en las tipologías 6.Ca y 3.Ba, siendo el de la primera el más importante (Figura 35).

Los mogotes corresponden a elevaciones pequeñas (hasta los 100-200 m), que generalmente presentan formas puntiagudas (Lugo, 2011). Se delimitaron dos tipos de mogotes: cónicos y en cúpula. Para los primeros, se tomó en consideración que la forma en planta fuera aproximadamente circular y en perfil puntiaguda, mientras que para los segundos, se consideró un perfil convexo más suavizado y formas en plantas variables. De igual manera, se observa una amplia distribución en Montañas y Premontañas.

Los escarpes kársticos se refieren a zonas de pendientes abruptas formados por procesos de disolución en conjunción con el control estructural. Se identificaron escarpes de este tipo principalmente en Montañas bajas, así como en Premontañas altas y bajas en menor medida.

Las divisorias estrechas son líneas que unen los puntos más altos del relieve (Lugo, 2011), y que se caracterizan por la cercanía de dichos puntos en zonas de litologías carbonatadas. Se localizan principalmente en Premontañas altas y bajas.

Los ponores son oquedades que conducen a aguas subterráneas en macizos kársticos (Lugo, 2011). Este tipo de formas producen los patrones de drenaje denominados kársticos. De igual manera, se encuentran mayoritariamente sobre las tipologías de Premontañas altas y bajas, y Montañas bajas.

Un ejemplo notable de dichas formas se encuentra en la porción centro-sur, sobre la tipología 6.Ca, en donde se encuentra el polje más representativo, además de un gran desarrollo de estas formas (Figura 35).

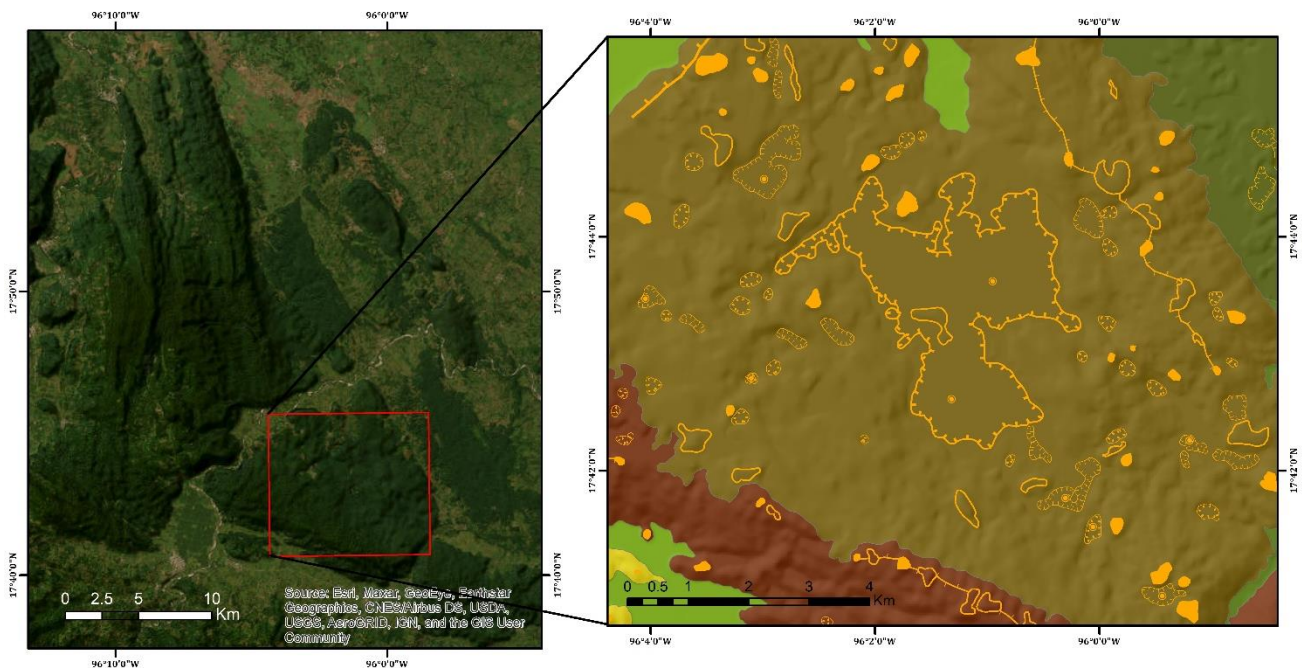


Figura 35. Ejemplo de formas kársticas.

4.2.3.d. Denudativas

Debido a la escala, en las formas denudativas solo se identificaron dos tipos: escarpes denudativos y restos denudativos.

Los escarpes también son laderas abruptas o de desplome y que en este caso se formaron por procesos de denudación. Por otra parte, los restos denudativos son superficies residuales que han sido niveladas por procesos de denudación (Lugo, 2011).

Debido a que estas formas se originan principalmente en litologías ígneas, metamórficas o sedimentarias terrígenas, se localizan principalmente al sur en las tipologías 5.Bb y 7.Cb (Figura 36), así como en la 10.Eb, al oriente.

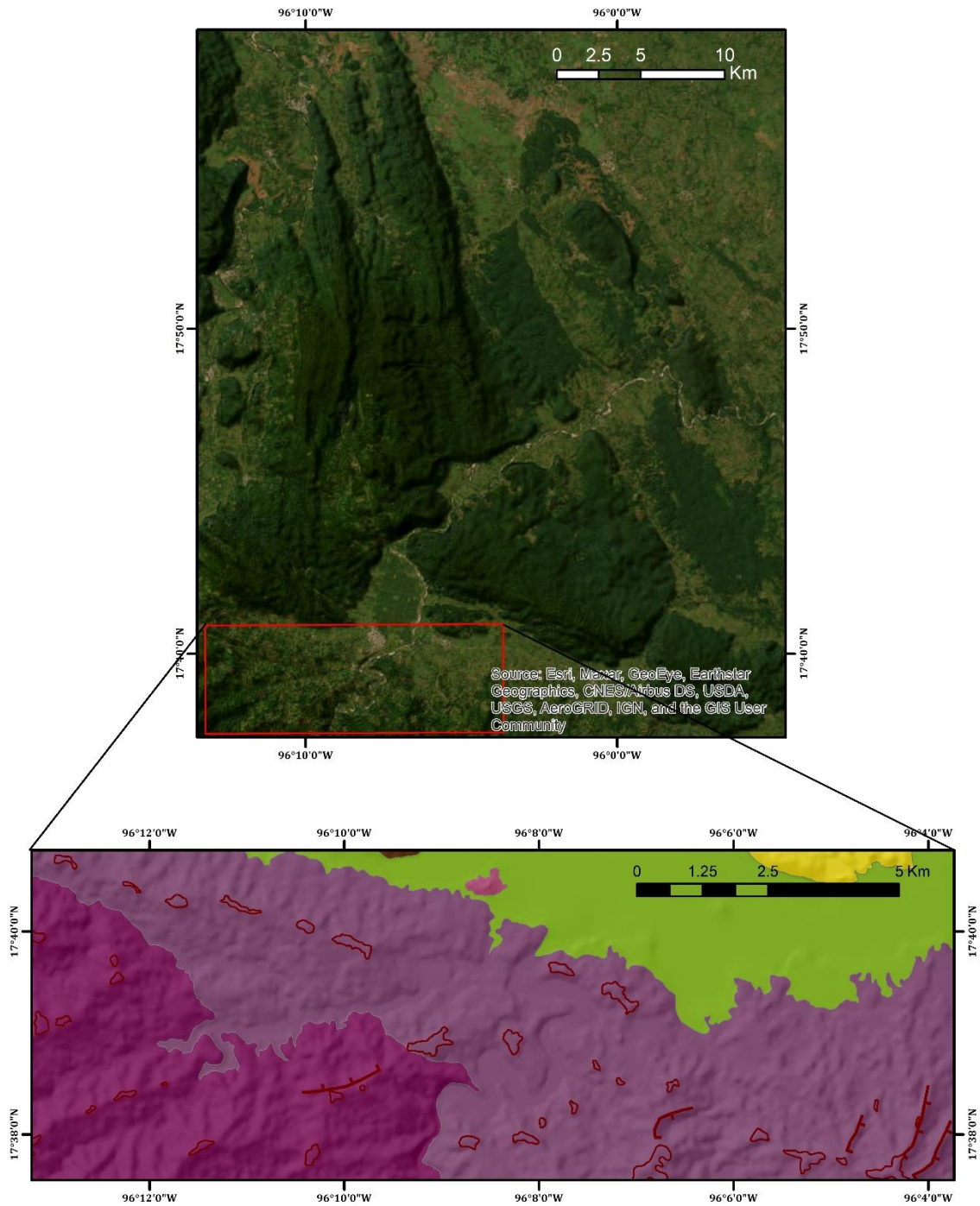


Figura 36. Ejemplo de formas denudativas.

4.2.4. Perfiles geólogo-geomorfológicos

Aunado a la cartografía y a los análisis explicados en los anteriores apartados, se realizaron dos perfiles geólogo-geomorfológicos esquemáticos, los cuales se trazaron a partir de las elevaciones más representativas de toda el área (Figura 37).

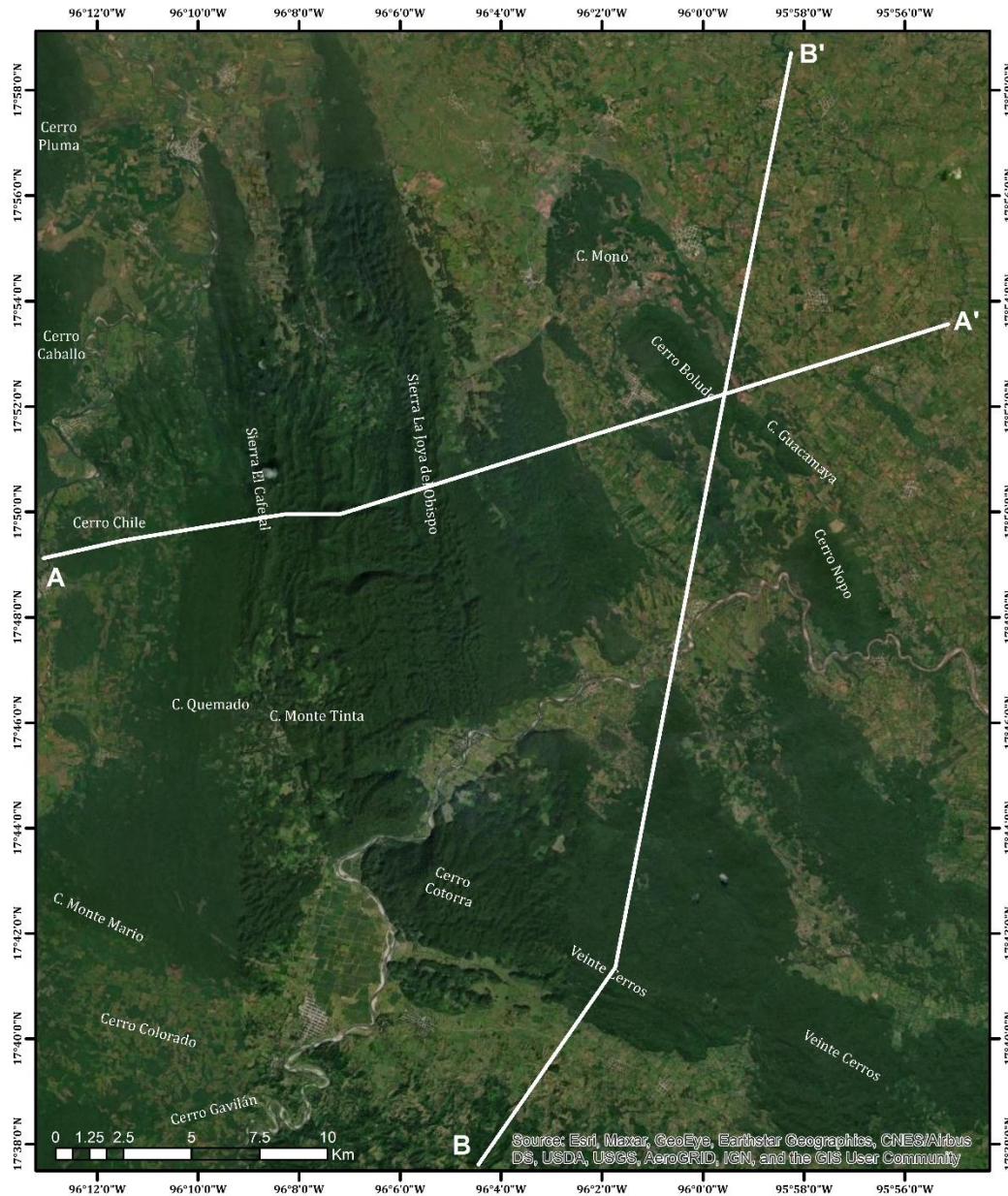


Figura 37. Trazado de perfiles geólogo-geomorfológicos.

El perfil A-A', con una dirección aproximada E-W (Figura 38a) muestra la constitución litológica y estructural de la mayor parte de Montañas y Premontañas, en donde la litología predominante es de calizas correspondientes a las formaciones Atoyac y Guzmantla. Además de esto, se muestra una correspondencia entre las fallas normales y el plegamiento, los cuales condicionan ciertos límites de promontorios y/o tipologías morfológicas. También se puede observar los sistemas de llanuras, en especial las Llanuras altas (12. Gc), las cuales se caracterizan por ser un sistema escalonado de llanuras y terrazas, y tener una morfología colinosa. Después, se muestra la tipología 8. Da, correspondiente al Cerro Boludo, la cual se relaciona intrínsecamente con el plegamiento del área. Por último, se aprecian las Llanuras medias, en las cuales hay una mayor variedad de composición litológica y una morfología entre ondulada a colinosa.

El perfil B-B' tiene una dirección aproximada S-N (Figura 38b) y muestra una mayor diversidad de tipos de rocas, respecto al perfil A-A'. Se observa que comienza en la porción de Premontañas bajas con litología ígnea (7.Cb), limitando aproximadamente con las Llanuras bajas (14.Ic) por las fallas normales relacionadas con el sistema Valle Nacional. Posteriormente, entre el contacto litológico de la Formación Jaltepec y la Formación Orizaba es donde comienza la tipología 3.Ba, caracterizada por mayores pendientes y energías. A su vez, dicha tipología limita con la 6. Ca alrededor de la Falla Veinte Cerros. En la zona correspondiente a la 6.Ca, se muestran las porciones de fondo plano que se asocian con el polje de mayor tamaño. El anterior tipo morfológico termina en las inmediaciones de fallas relacionadas con la Falla Guadalupe 2, para dar paso a un sistema de Llanuras bajas (14.Ic), medias (13.Hc) y altas (12.Gc). En medio de este sistema de llanuras se da la intersección de los dos perfiles, en el Cerro Boludo. De manera general, se aprecia que las Llanuras bajas presentan menos restos erosivos, por lo cual tienen morfologías planas a onduladas.

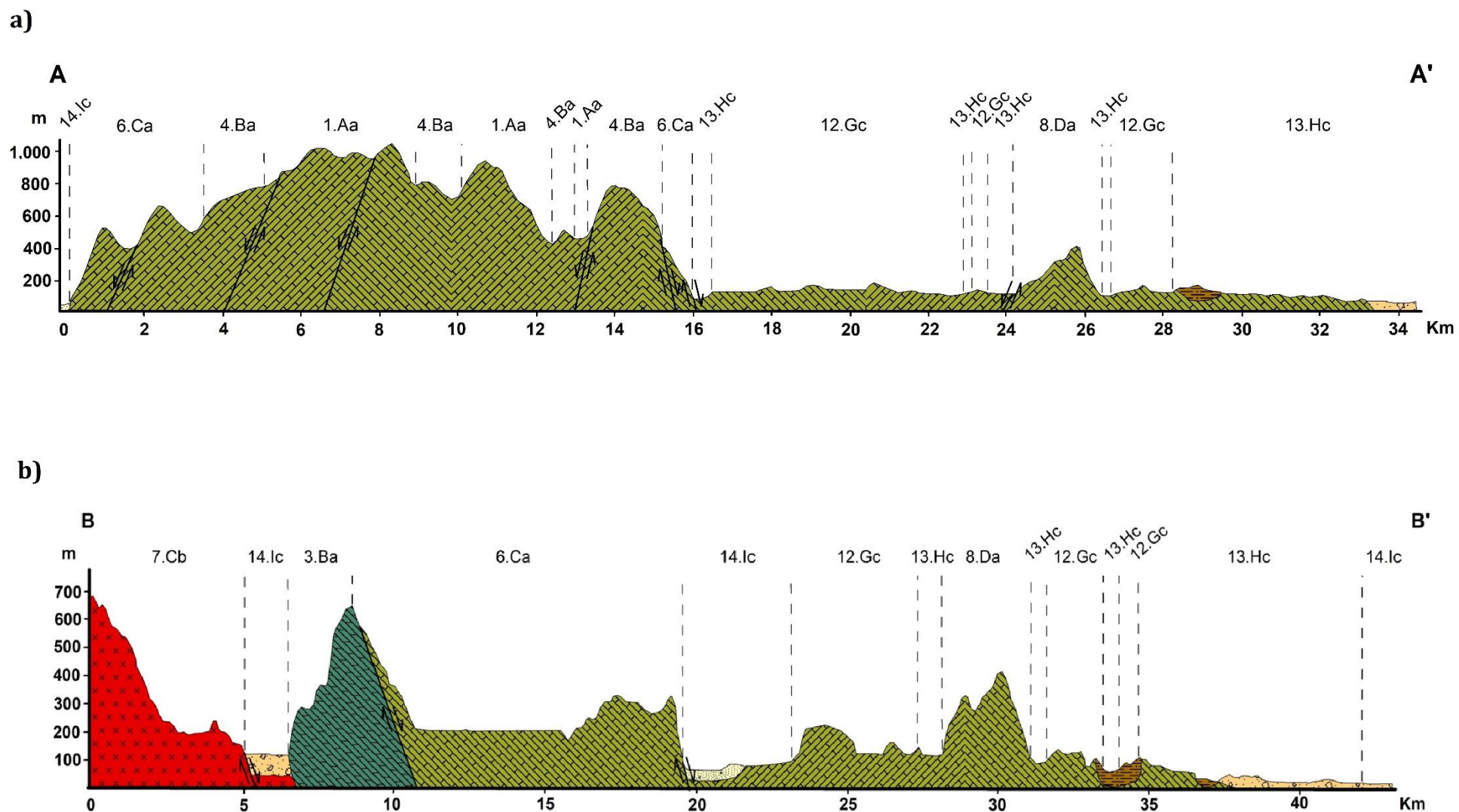


Figura 38. Perfiles geológico-geomorfológicos: a) sección A-A' y b) sección B-B'.

Conclusiones

La elaboración de la cartografía geomorfológica general y el análisis de las formas del relieve resultantes a través de los niveles jerárquicos de clasificación tipológica propuestos por Hernández *et al.* (2009a y 2016), permitió establecer asociaciones entre las variables geológicas (litología y estructuras), morfológicas y geomorfométricas del área de estudio.

De este modo, se tiene que dentro del área de estudio se encuentran nueve categorías y subcategorías del relieve: Montañas bajas, Premontañas altas y bajas, Lomeríos grandes, medianos y pequeños, y Llanuras altas, medias y bajas. A su vez, dichas categorías y subcategorías se diferencian una de otra por su constitución litológica, estructural y geomorfométrica, lo cual se refleja en la intensidad de procesos exógenos en cada tipo morfogenético del relieve.

Además de esto, se pudo identificar que los procesos con mayor relevancia son los kársticos y estructuro-tectónicos, seguidos de los fluviales y denudativos. Esto se debe a la predominancia de rocas carbonatadas provenientes principalmente de las formaciones Atoyac y Guzmantla, y a la historia tectónica regional del área, ligada a la Orogenia Laramide, así como a posteriores actividades neotectónicas.

En general, las Montañas bajas y Premontañas altas y bajas presentan una fuerte karstificación derivada del control estructural de fallas y pliegues. Ejemplos de esto se puede observar claramente en las tipologías 6.Ca, 3.Ba y 1.Aa, donde existe un intenso desarrollo de dolinas, uvalas, ponores y escarpes kársticas. Además, en las primeras dos tipologías se encuentran poljes, los cuales resultan ser una de las mayores formas del relieve asociado a los procesos kársticos.

En la porción sur-suroeste, se observa que los procesos difieren del resto del área, debido a la diferencia litológica, ya que esta zona se compone principalmente de rocas terrígenas, ígneas y en menor medida de metamórficas, provenientes de la Formación Todos Santos, el Tronco de Ayotzintepec y el Complejo Sierra de Juárez,

respectivamente. A esta zona corresponden los tipos 5.Bb y 7.Cb, asociados principalmente con procesos de denudación.

Los Lomeríos resultan ser, en su mayoría, remantes de grandes estructuras asociadas a pliegues y a fallas. Esto se puede observar en la zona norte, particularmente en las tipologías 8.Da y 9.Ea.

Por último, las Llanuras son resultado de la interacción entre procesos erosivos y acumulativos, los cuales se reflejan en la morfología y geomorfometría de cada tipología, siendo las Llanuras altas las que presentan mayores pendientes y energía del relieve, además de la mayor concentración de restos erosivos, mientras que las Llanuras bajas cuentan con pendientes y energías bajas, asociadas con morfologías planas a onduladas, pero sus densidades de drenaje tienden a ser más altas.

Derivado de todo lo anterior, se puede concluir que la hipótesis y los objetivos propuestos en la presente investigación se cumplen de manera satisfactoria, aunque existen limitaciones en la interpretación y análisis, procedentes de la elección de la escala, así como de la ausencia de trabajo de campo, por lo cual este trabajo puede enriquecerse a través de futuras investigaciones que consideren dichas problemáticas.

Aunado a esto, es importante mencionar que la elaboración de la cartografía geomorfológica resulta ser una de las herramientas más importantes en torno a investigaciones de índole geográfica, ya que a través de ella se pueden establecer las características del relieve de una zona particular y a partir de dichas características es posible elaborar estudios de carácter ambiental o de planeación territorial.

Referencias

- Abdullah, A., Akhir, J.M., Abdullah, I., 2010. Automatic mapping of lineaments using shaded relief images derived from digital elevation model (DEMs) in the MaranSungai Lembing area, Malaysia. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, 15 Bundle J, 949–956.
- Abrahams, A.D., Ponczynski, J.J., 1984. Drainage density in relation to precipitation intensity in the USA. *J. Hydrol.* 75, 383–388.
- Ahnert, F., 1984. Local relief and height limits of mountain ranges. *American Journal of Science*, 284 (9), 1035–1055.
- Ahnert, F., 1998. *Introduction to Geomorphology*. Arnold, London. 352 pp.
- Anderson, R. S., Anderson, S. P., 2010. *Geomorphology: The mechanics and chemistry of landscape*. UK: Cambridge University Press, 656 pp.
- Bhunia, G.S., Samanta, S., Pal, B., 2012. Quantitative analysis of relief characteristics using space technology. *Int. J. Phys. Social Sci.* 2, 350–365.
- Bishop, M.P., James, L.A., Shroder, J.F., Walsh, S.J., 2012. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: concepts, issues and research. *Geomorphology* 137, 5–26.
- Bocco, G., Mendoza, M., Priego, A., Burgos, A., 2010. La cartografía de sistemas naturales como base geográfica para la planeación territorial. Una revisión de la bibliografía. México: INE, 72 pp.
- Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., 2004. Hypsometry of glaciated landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 907–926.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Charlton, R., 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, London, 234 pp.

- Clark, C. D., y Wilson, C., 1994. Spatial analysis of lineaments. *Computers & Geosciences*, 20, 1237 – 1258.
- Coblenz D., Pabian F., Prasad L., 2014. Quantitative geomorphometrics for terrain characterization. *International Journal of Geosciences*, 5:247–266.
- Cooke, R., Doornkamp, J., 1990. *Geomorphology in Environmental Management: A New Introduction*. Oxford Univ. Press, Oxford, 434 pp.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2001. *Cuencas Hidrológicas*, Escala 1:250000. México.
- DOF (Diario Oficial de la Federación), 2018. ACUERDO por el que se dan a conocer los resultados del estudio técnico de las aguas nacionales superficiales en las cuencas hidrológicas Río Salado, Río Grande, Río Trinidad, Río Valle Nacional, Río Playa Vicente, Río Santo Domingo, Río Tonto, Río Blanco, Río San Juan, Río Tesechoacán, Río Papaloapan, Llanuras de Papaloapan, Río Jamapa, Río Cotaxtla, Jamapa-Cotaxtla y Llanuras de Actopan, de la Región Hidrológica número 28 Papaloapan. Recurso en línea: [https://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5512819&fecha=12/02/2018#gsc.tab=0]. Consultado: 12/08/2022.
- Dragut, L., Eisank, C., 2011. Object representations at multiple scales from digital elevation models. *Geomorphology* 129,183–189.
- Dramis, F., Bisci, C., 1998. *Cartografia geomorfologica. Manuale di introduzione al rilevamento ed alla rappresentazione degli aspetti fisici del territorio*. Pitagora Editrice, Bologna.
- Dramis, F., Guida, D., Cestari A., 2011. Nature and Aims of Geomorphological Mapping. En: M. J. Smith, P. Paron, J. S. Griffiths (Eds.) *Geomorphological Mapping: Methods and Applications. Developments in Earth Surface Processes*, 15. Amsterdam: Elsevier, 612 pp.
- Ekneligoda, T.C., Henkel, H., 2010. Interactive spatial analysis of lineaments. *Computers & Geosciences* 36, 1081–1090.
- ESRI, 2012. ArcGis version 10.1. Environmental System Research Institute, Inc.

- Evans, I.S., 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. En: Chorley, R.J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*. Harper & Row, pp. 17–90.
- Evans, I.S., 1990. Cartographic techniques in geomorphology. En: Goudie, A.S. (Ed.), *Geomorphological Techniques*, 2nd edition. Unwin Hyman, London, pp. 97–108.
- Evans, I.S., 2003. Scale-specific landforms and aspects of the land surface. En: Evans, I.S., Dikau, R., Tokunaga, E., Ohmori, H., Hirano, M. (Eds.), *Concepts and Modelling in Geomorphology: International Perspectives*. Terrapub, Tokyo, pp. 61–84.
- Evans, I.S., 2004. Geomorphometry. En: A.S., Goudie (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. 2 Vol., Routledge Ltd. U.S.A. 1200 pp.
- Evans, I.S., 2012. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? *Geomorphology*, 137(1), 94-106.
- Evans, I.S., Minar, J., 2011. A classification of geomorphometric variables. En: Hengl, T., Evans, I.S., Wilson, J.P., Gould, M. (Eds.), *Proceedings of the Geomorphometry 2011 Conference*, Redlands, California, USA. pp. 105–108.
- Felicísimo, A. M., 1994. *Modelos Digitales del Terreno: Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*. Oviedo, 118 pp.
- FIDESUR, 2021. Estrategia Nacional para el Desarrollo Integral de la región Sur Sureste. Recurso en línea: [<https://sursureste.org.mx/sites/default/files/ENDRSSE-2-RSSE-y-contexto-geografico-v1.pdf>]. Consultado: 06/10/2022.
- Florinsky, I.V., 2011. *Digital terrain analysis in soil science and geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 379.
- Florinsky, I.V., 2017. An illustrated introduction to general geomorphometry. *Progress in Physical Geography* 41 (6):723–752.

- Florinsky, I.V., 2018. Multiscale geomorphometric modeling of Mercury. *Planetary and Space Science*, 151, 56–70.
- Ganas, A., Pavlides, S., Karastathis, V., 2005. DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65(3-4), 301-319.
- García, E., 1998. Climas (clasificación de Köppen, modificado por García). Escala 1: 1000000. México. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO).
- García Arizaga, M. T., Lugo Hubp, J., 2003. El relieve mexicano en mapas topográficos, Serie Libros, núm. 5, México: Instituto de Geografía, UNAM. 148 p.
- Goudie, A.S., Viles, H., 2010. *Landscapes and Geomorphology: A Very Short Introduction*. Oxford University Press, Oxford, 137 pp.
- Griffiths, J. S., Smith, M. J., & Paron, P., 2011. Introduction to applied geomorphological mapping. En: M.J. Smith, P. Paron, J.S., Griffiths (Eds.). *Geomorphological mapping Methods and Applications. Developments in Earth Surface Processes*, 15. Amsterdam: Elsevier, 612 pp.
- Gustavsson, M., Kolstrup, E., 2009. New geomorphological mapping system used at different scales in a Swedish glaciated area. *Geomorphology* 110, 37–44.
- Gutiérrez Elorza, M., 2008. *Geomorfología*. Pearson Educación, S.A., Madrid. 898 pp.
- Gutiérrez F., Gutiérrez M., 2016. *Landforms of the Earth. An illustrated guide*. Springer International Publishing AG, Switzerland. 270 pp.
- Hashim, M., Ahmad, S., Johari, M.A., Pour, A.B., 2013. Automatic lineament extraction in a heavily vegetated region using Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) imagery. *Adv. Space Res.* 51, 874–890.

- Hengl, T., Evans, I.S., 2009. Mathematical and digital models of the land surface. En: Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.), *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier, Amsterdam, 765 pp.
- Hernández Santana, J. R., Bollo Manent, M., Méndez Linares, A. P., Figueroa Mah Eng, J. M., 2009a. Formación y morfogénesis del extremo noroccidental del estado de Chiapas, México, *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía. UNAM*, 68, 25–40
- Hernández Santana, J. R., Ortiz Pérez M. A., Figueroa Mah Eng, M., 2009b. Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve. *Investigaciones Geográficas*, (68), 7-24.
- Hernández Santana, J. R., Méndez Linares, A. P., López Portillo, J., Preciado López, J. C., 2016. Coastal geomorphological cartography of Veracruz State, México. *Journal of Maps*, 12(2), 316-323.
- Hobbs, W.H., 1904. Lineaments of the Atlantic border region. *Geological Society of America Bulletin* 15, 483–506.
- Horton, R.E., 1932. Drainage basin characteristics. *Am. Geophys. Union, Trans.* 13, 348–352.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56, 275–370.
- Hubbard, B., Glasser, N.F., 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, 400 pp.
- Huggett, R., 2017. *Fundamentals of Geomorphology*. New York, USA: Routledge, 543 pp.
- Hung, L.Q., Batelaan, O., De Smedt, F., 2005. Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: suoimuoitropical karst catchment, Vietnam, vol. 5983. En: *Proceedings of SPIE. Presented at the Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology*, SPIE. pp. 59830T-1–59830T-12.

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001a. Conjunto de datos vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional serie I. Provincias fisiográficas. Recurso en línea: [<https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267575>]. Consultado: 20/09/2022.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001b. Conjunto de datos vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional serie I. Subprovincias fisiográficas. Recurso en línea: [<https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267599>]. Consultado: 20/09/2022.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2010. Red hidrográfica edición 2.0. Cuenca R. Papaloapan. Región H. Papaloapan. Recurso en línea: [<https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825006935>]. Consultado: 03/10/2022.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2013. Conjunto de datos vectoriales de uso de suelo y vegetación, escala 1:250 000, serie V. México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2014. Carta topográfica. San Juan Bautista Valle Nacional E14D19, escala 1:50,000; México, D.F.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2015a. Carta topográfica. Ayotzintepec E14D29, escala 1:50,000; México, D.F.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2015b. Carta topográfica. Playa Vicente E15C11, escala 1:50,000; México, D.F.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2015c. Carta topográfica. Xochiapa E15C21, escala 1:50,000; México, D.F.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2016. Anuario Estadístico y Geográfico Oaxaca 2016.

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2019. Censo Población y Vivienda. Sistema Automatizado de Información Censal: Censos Económicos. Recurso en línea:
[https://www.inegi.org.mx/programas/ce/2019/#Datos_abiertos].
Consultado: 08/10/2022.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2020a. Censo Población y Vivienda.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2020b. Marco Geoestadístico. Censo Población y Vivienda. Recurso en línea:
[<https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463807469>].
Consultado: 03/04/2022.
- Instituto Nacional de investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP), Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), 2001. Mapa edafológico, Escala 1:250 000. México.
- IUSS Working Group WRB, 2015. Base referencial mundial del recurso suelo 2014, Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes sobre recursos mundiales de suelos 106. FAO, Roma.
- Klinkenberg, B., 1992. Fractals and morphometric measures: is there a relationship? *Geomorphology* 5, 5–20.
- Knight, J., Mitchell, W.A., Rose, J., 2011. Geomorphological field mapping. En: M.J. Smith, P. Paron, J.S., Griffiths (Eds.). *Geomorphological mapping Methods and Applications. Developments in Earth Surface Processes*, 15. Amsterdam: Elsevier, 612 pp.
- Lin, Z., Oguchi, T., 2004. Drainage density, slope angle, and relative basin position in Japanese bare lands from high-resolution DEMs. *Geomorphology* 63, 159–173.
- Lugo Hubp J., 1988. Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos). Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México, 128 pp.

- Lugo Hubp, J., 1990. El Relieve de la República Mexicana. *Revista del Instituto de Geología* 9, 82–111.
- Lugo Hubp J., 2011. *Diccionario Geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM, México, 480 pp.
- Lugo Hubp, J., Córdova, C., 1992. Regionalización geomorfológica de la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas*, 25:25-63.
- Marghany, M., Hashim, M., 2010. Lineament mapping using multispectral remote sensing satellite data. *Inter. J. Phys. Sci.* 5 (10), 1501–150.
- Mark, D., 1975. Geomorphometric parameters: a review and evaluation. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography* 165–177.
- Medina, C., Salazar, C. A. T. E., Álvarez, P. J. L., 2010. Fisiografía y suelos. En: atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz. Tomo I. (Coords.). Florescano, E. y Ortiz, E. J. Gobierno del estado de Veracruz. México. 493 p.
- Minár, J., Evans, I. S., 2008. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology*, 95(3), 236-259.
- Minár, J., Evans, I.S., Krcho, J., 2013a. Geomorphometry: Quantitative Land-Surface Analysis. En: A. Switzer, D.M., Kennedy (Eds.), *Treatise on Geomorphology: Methods in Geomorphology*, Vol. 14. Elsevier. 388 pp.
- Minár, J., Jenčo, M., Evans, I., Minár Jr., J., Kadlec, M., Krcho, J., Pacina, J., Burian, L., Benová, A., 2013b. Third-order geomorphometric variables (derivatives): definition, computation and utilization of changes of curvatures. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* 27, 1381–1402.
- Morales Méndez, D., 2018. Evaluación del método multicriterio para la zonificación de deslizamientos: Huehuetla, Puebla y Metztlán, Hidalgo. México: UNAM. Tesis de Licenciatura en Geografía.
- Morán-Zenteno, D., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geofísica Internacional*, 25 (1986), pp. 9-38
- Najafifar, A., Hosseinzadeh, J., Karamshahi, A., 2019. The role of hillshade, aspect, and toposhape in the woodland dieback of arid and semi-arid ecosystems: A case

- study in Zagros woodlands of Ilam province, Iran. *Journal of Landscape Ecology*, 12(2), 79-91.
- Niculita, M., 2011. Effects of geomorphometric variables variability due to different computing algorithms in environmental modeling. *Procedia Environmental Sciences*, 7, 335-340.
 - Notebaert, B., Verstraeten, G., Govers, G., Poesen, J., 2009. Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(2), 217-231.
 - Oguchi, T., 1997. Drainage density and relative relief in humid steep mountains with frequent slope failure. *Earth Surf. Processes Landforms* 22, 107–120.
 - Oguchi, T., Aoki, T., & Matsuta, N., 2003. Identification of an active fault in the Japanese Alps from DEM-based hill shading. *Computers & Geosciences*, 29(7), 885-891.
 - Olaya, V., 2009. Basic land-surface parameters. En: Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.), *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier, Amsterdam, 765 pp.
 - Ollier, C.D., 1981. *Tectonics and Landforms*. Longman, London, 324 pp.
 - Osterkamp, W.R., Hupp, C.R., 1996. The evolution of geomorphology, ecology, and other composite science. En: Rhodes, B.L., Thorn, C.E.(Eds.), *The Scientific Nature of Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 415–441.
 - Otto, J.C., Smith, M.J., 2013. Geomorphological mapping. En: Clarke, L.E., Nield, J.M. (Eds.), *Geomorphological Techniques (Online Edition)*. British Society for Geomorphology, London.
 - O’Leary, D., Friedman, J., Pohn, H., 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin* 87, 1463–1469.
 - Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19-42.

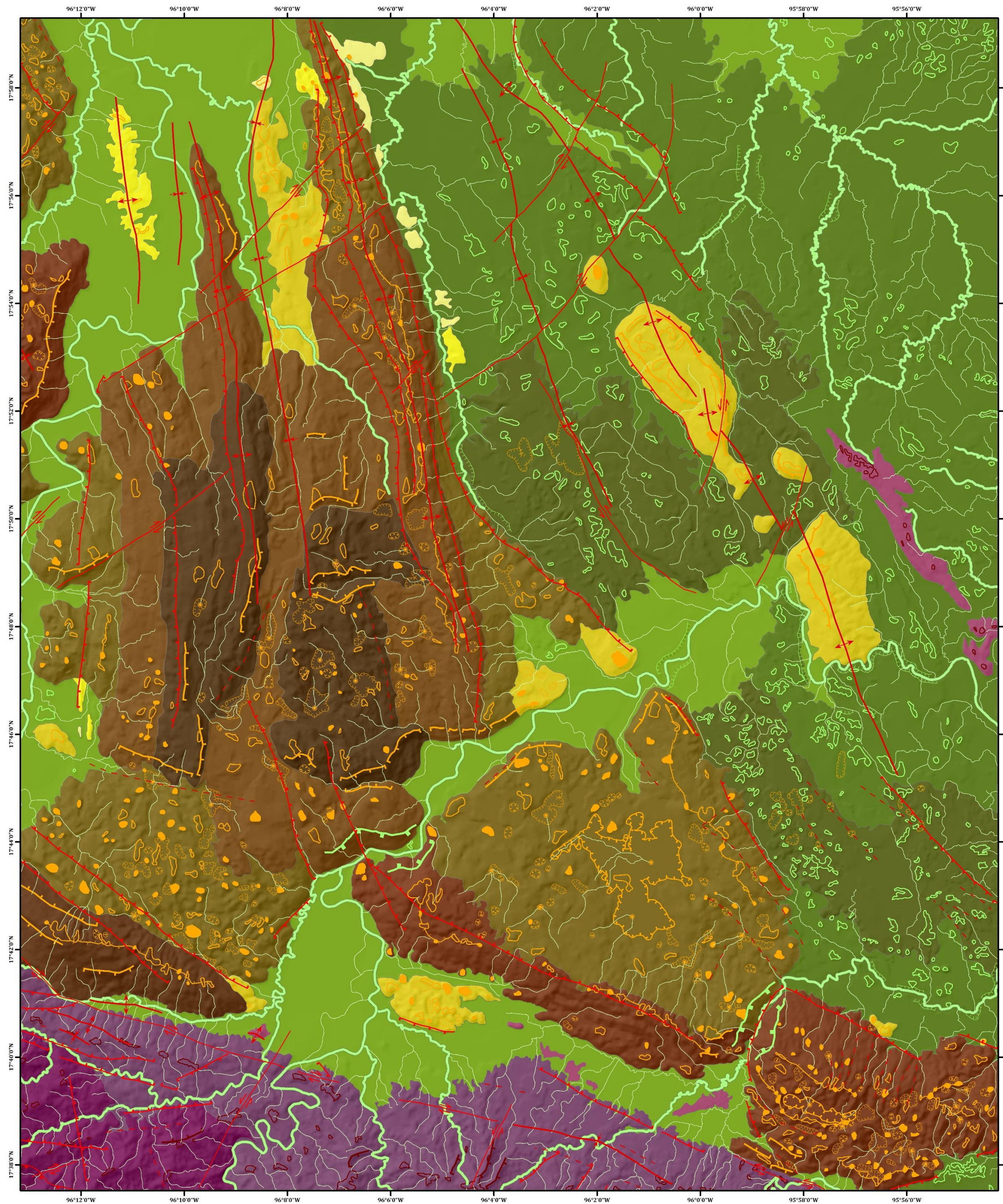
- Palyvos, N., Bantekas, I., Kranis, H., 2006. Transverse fault zones of subtle geomorphic signature in northern Evia Island (central Greece extensional province): An introduction to the Quaternary Nileas graben. *Geomorphology*, 76, 363-374.
- Paron, P., Claessens, L., 2011. Makers and Users of Geomorphological Maps. En: M. J. Smith, P. Paron, J. S. Griffiths (Eds.) *Geomorphological Mapping: Methods and Applications. Developments in Earth Surface Processes*, 15. Amsterdam: Elsevier, 612 pp.
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N. A., Vassilopoulos, A., 2009. *Mapping Geomorphological Environments*. Berlin. Springer Science & Business Media. 235 pp.
- Pedraza Gilsanz, J., 1996. *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Madrid: Ed. Rueda, 414 pp.
- Pike, R.J., 2000. Geomorphometry: diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography* 24 (1), 1–20.
- Pike, R.J., Evans, I.S., Hengl, T., 2009. Geomorphometry: a brief guide. En: Hengl, T., Reuter, H.I.(Eds.), *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier, Amsterdam, 765 pp.
- Prost, G., M., Aranda, 2001. Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico, in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, p. 271– 291.
- Quiñones, H., 1987. El sistema fisiográfico de la Dirección General de Geografía. *Revista de Geografía*, 1(2), 13-20.
- Ramírez Herrera, M. T., 1990. Análisis morfoestructural de la Faja Volcánica Transmexicana (centro-oriente). Tesis de Maestría en Geografía, FFyL, UNAM. México. 104 pp.

- Rivera, A., Cawkwell, F., Rada, C., Bravo, C., 2011. Hypsometry. En: Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K. (Eds.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Netherlands, Springer, pp. 551–554.
- Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. En: A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 389– 444.
- Sander, P., 2007. Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. *Hydrogeol. J.* 15 (1), 71–74.
- Scheidegger, A., 2004. *Morphotectonics*. Springer, Amsterdam, 197 pp.
- Schrott, L., Otto, J.-C., Gotz, J., Geilhausen, M., 2013. Fundamental classic and modern field techniques in geomorphology: an overview. En: A. Switzer, D.M., Kennedy (Eds.), *Treatise on Geomorphology: Methods in Geomorphology*, Vol. 14. Elsevier. 388 pp.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993, *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p
- Seijmonsbergen, A.C., 2012. Current trends in geomorphological mapping. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 14, EGU 2012–6114, 2012, EGU General Assembly, Vienna.
- Seijmonsbergen, A.C., 2013. The modern geomorphological map. En: A. Switzer, D.M., Kennedy (Eds.), *Treatise on Geomorphology: Methods in Geomorphology*, Vol. 14. Elsevier. 388 pp.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1996. *Carta geológico-minera Xochiapa E15-C21 escala 1:50,000*.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2000a. *Carta geológico-minera Minatitlán E15-7 escala 1:250,000*.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2000b. *Carta geológico-minera Oaxaca E14-9 escala 1:250,000*.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2005. *Carta geológico-minera Ayotzintepec E14-D29 escala 1:50,000*.

- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2022. Carta geológico-minera San Juan Bautista Valle Nacional E14-D19 escala 1:50,000.
- Servicio Meteorológico Nacional, 2010. Normales climatológicas 1980-2010. Recurso en línea: [<http://smn.cna.gob.mx/es/>]. Consultado: 10/06/2022.
- Shary, P.A., Sharaya, L.S., Mitusov, A.V., 2002. Fundamental quantitative methods of land surface analysis. *Geoderma* 107 (1-2), 1-32.
- Slaymaker, O., 2009. The future of geomorphology. *Geography Compass* 3, 329-49.
- Smith, M., Goodchild, M., Longley, P., 2007. *Geospatial analysis: A comprehensive guide to principles, techniques and software tools*. 5th edition. The Winchelsea Press, Winchelsea, UK. 748 pp.
- Spiridonov, A. I., 1974. *Cartografía geomorfológica*. Moscú: Nedra. 182 pp. (en ruso).
- Spiridonov, A. I., 1981. *Principios de la metodología de las investigaciones de campo y el mapeo geomorfológico*. Ed. Ministerio de Educación Superior, La Habana, t. III.
- Summerfield, M. A., 2005. A tale of two scales, or the two geomorphologies. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 30(4):402-415.
- Summerfield, M. A., 2013. *Global Geomorphology*. Longman Group, Burnt Mill. 537 pp.
- Szykaruk, E., Graduno-Monroy, V. H., Bocco, G., 2004. Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology*, 61, 111-126.
- Thannoun, R.G., 2013. Automatic extraction and geospatial analysis of lineaments and their tectonic significance in some areas of Northern Iraq using remote sensing techniques and GIS. *Int. J. Enhanc. Res. Sci. Technol. Eng. Bull.* 2
- Tucker, G.E, Catani, F., Rinaldo, A., Bras, R.L., 2001. Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology* 36, 187-202.

- Van Westen, C.J., Van Asch, T.W., Soeters, R., 2006. Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering geology and the Environment*, 65(2), 167-184.
- Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Moeyersons, J., Nyssen, J., Van Beek, L. P. H., 2005. The effectiveness of hillshade maps and expert knowledge in mapping old deep-seated landslides. *Geomorphology*, 67(3-4), 351-363.
- Van Zuidam, R.A., 1985. Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC). Smits Publishers, The Hague. 442 pp.
- Velasco de León, P., Arellano Gil, J., Ortiz Martínez, E. L., Lozano Carmona, D. E., Domínguez Trejo, I., Canales García, I., Carbot Chanona, G., 2016. Paleontología y geología de la Sierra Madre del Sur. En: I., Luna Vega, D. Espinosa y R. Contreras Medina (eds.) *Biodiversidad de la Sierra Madre del Sur*. México: UNAM. 528 pp.
- Verstappen, H., 2011. Old and new trends in geomorphological and landform mapping. En: M. J. Smith, P. Paron, J. S. Griffiths (Eds.) *Geomorphological Mapping: Methods and Applications*. Developments in Earth Surface Processes, 15. Amsterdam: Elsevier, 612 pp.
- Wilson, J.P., 2012. Digital terrain modeling. *Geomorphology* 137, 107-121.
- Zarazúa-Villaseñor, P., Ruiz-Corral, J. A., Ramírez-Ojeda, G., Medina- García, G., Rodríguez-Moreno, V. M., De la Mora-Orozco, C., Flores-López, H. E., Durán-Puga, N., 2014. Índices de extremos térmicos en las Llanuras Costeras del Golfo Sur en México. *Rev. Mex. Cienc. Agríc. Pub. Esp.* (10):1843-1857.

Anexo: Mapa geomorfológico general



Mapa geomorfológico general (crono-morfo-genético) del sector noreste del estado de Oaxaca

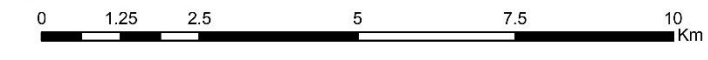
Categorías y subcategorías del relieve

Montañas, lomeríos y llanuras de estilo neotectónico (N-Q), H (altitud en m)
 A- Montañas bajas ($800 < H \leq 1,111$ m), B- Premontañas altas ($500 < H \leq 800$ m),
 C- Premontañas bajas ($300 < H \leq 500$ m), D- Lomeríos grandes ($200 < H \leq 300$ m),
 E- Lomeríos medianos ($100 < H \leq 200$ m), F- Lomeríos pequeños ($H \leq 100$ m),
 G- Llanuras altas ($120 < H \leq 200$ m), H- Llanuras medias ($40 < H \leq 120$ m),
 I- Llanuras bajas ($H \leq 40$ m; en sectores fluviales intermontanos con espectros altitudinales no diferenciados).

Diferenciación petromórfica del relieve
 a - Relieve estructuro-denudativo, formado sobre complejos carbonatados y calcáreos (calizas y dolomías), con expresión de "blindaje litológico", muy agrietados y con disolución kárstica;
 b - Relieve denudativo-tectónico, formado sobre complejos intrusivos (granitos y granodioritas), metamórficos (esquistos metasedimentarios) y terrígenos (areniscas, limolitas, lutitas, conglomerados);
 c - Relieve erosivo-acumulativo, sobre rocas calcáreas cretácicas y terrígenas (areniscas, lutitas y conglomerados) del Paleógeno-Neógeno, y depósitos aluviales cuaternarios, formados por procesos erosivos y acumulativos en cuencas intramontanas y llanuras estructurales).

- Montañas y premontañas**
- 1. Aa. Montañas bajas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, muy intensamente karstificadas (N₂-Q)
 - 2. Aa. Montañas bajas, en bloque-plegamiento, moderadamente karstificadas (N₂-Q)
 - 3. Ba. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, muy intensamente karstificadas (N₂-Q)
 - 4. Ba. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, bajo notable control y fracturación tectónica, kárstico-erosivas, con moderada disección fluvial (N₂-Q)
 - 5. Bb. Premontañas altas, en bloque-plegamiento, erosivo-denudativas, fuertemente diseccionadas (N₂-Q)
 - 6. Ca. Premontañas bajas, en bloque-plegamiento, muy intensamente karstificadas, en ocasiones con desarrollo de depresiones kársticas intermontanas (N₂³-Q)
 - 7. Cb. Premontañas bajas, en bloque-plegamiento, erosivo-denudativas, fuertemente diseccionadas (N₂³-Q)
- Lomeríos**
- 8. Da. Grandes, en bloque-plegamiento, karstificados, predominantemente aislados en llanuras estructurales, fluviales y fluvio-kársticas (N₂³-Q)
 - 9. Ea. Medianos, en plegamientos y en ocasiones bajo control de fracturación tectónica, ligeramente karstificados, predominantemente aislados en llanuras estructurales, fluviales y fluvio-kársticas (N₂³-Q)
 - 10. Eb. Medianos, erosivo-tectónicos, residuales, en depresiones de contacto litológico fluvio-kársticas (Q_I-Q_{IV})
 - 11. Ea. Pequeños, en bloque-plegamientos, residuales, ligeramente karstificados, marginales en depresiones estructuro-litológicas (Q_I-Q_{II})
- Llanuras**
- 12. G.c. Altas, en sistema escalonado de llanuras y terrazas erosivas, muy colinosas (N₂³-Q)
 - 13. H.c. Medias, en sistema escalonado de llanuras y terrazas erosivo-acumulativas, onduladas a colinosas (Q_I-Q_{III})
 - 14. Ic. Bajas, en sistema de terrazas fluviales erosivo-acumulativas, planas a onduladas (Q_{III}-Q_{IV})

- Complejo genético de formas del relieve**
- | | |
|---------------------------------|-----------------------|
| 1. Estructuro-tectónicas | 3. Kársticas |
| Anticlinal | Dolina |
| Sinclinal | Uvala |
| Falla normal | Polje |
| Falla inversa | Mogotes (cónico) |
| Falla lateral derecha | Mogotes (cúpula) |
| Falla lateral izquierda | Escarpes kársticos |
| Fractura | Divisorias estrechas |
| 2. Fluviales | Ponor |
| Cauces fluviales permanentes | 4. Denudativas |
| Cauces fluviales intermitentes | Escarpes denudativos |
| Cañones fluvio-kársticos | Restos denudativos |
| Escarpe de terraza fluvial | |
| Restos erosivos | |



Universidad Nacional Autónoma de México
 Colegio de Geografía
 Tesis de licenciatura
 Autor: Emilio Saavedra Gallardo
 Asesor: Dr. José Ramón Hernández Santana