



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

**MORFOTECTÓNICA EN LA PORCIÓN SUR DE LA
SIERRA DE JUÁREZ, OAXACA**

TESIS

**PARA OPTAR POR EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

PRESENTA:

HUGO OSWALDO HERRERA LIRA

ASESOR: DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Esta investigación está dedicada a:

A mis padres, Beatriz Lira y Hugo Herrera, por ser el mejor ejemplo de perseverancia y esfuerzo. Gracias por todo su sacrificio y por hacer de todo con tal de verme feliz; por guiar mi camino y corregirme cuando ha sido necesario; por enseñarme a no rendirme y enfrentar cada reto hasta hallar la solución. Son el mejor equipo y sin ustedes yo no sería lo que soy.

A mis abuelos maternos, Elena Romero y Raúl Lira, por ser mis segundos padres. Con su amor y comprensión, me han ayudado a ser mejor cada día. Gracias por sus enseñanzas y por mostrarme el enorme valor de la unión familiar. Con ustedes la vida siempre es bella.

A mis abuelos paternos, Belén Carmona y Jesús Herrera (q.e.p.d.), por el amor y calidez que en cada oportunidad me manifiestan. Por compartirme su paz y ser un ejemplo de superación. Gracias por ser incondicionales.

A Fanny, mi compañera de vida. Por tu paciencia, consejos y amor en este largo proceso; por tu tiempo y entrega en los momentos más complicados. Gracias por ser mi apoyo, contagiarme con tu hermosa sonrisa, ser mi cómplice de aventuras y sueños. Amarte es un placer.

A mi tío Adrián (q.e.p.d.), por darme siempre palabras de ánimo y cariño. Gracias por compartirme tus gustos musicales, así como tu alegría por disfrutar cada momento. Sé que, en cada buena canción de rock, brincamos y cantamos juntos.

¡Los amo!

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras y al Instituto de Geografía, por ser el lugar que ha permitido mi formación académica profesional, así como mi crecimiento personal, en donde he adquirido valiosos conocimientos y enseñanzas de vida.

A mi asesor de tesis Dr. José Juan Zamorano Orozco, por compartirme sus conocimientos, tiempo y paciencia en la realización de este trabajo. También por sus consejos de vida y entretenidas anécdotas. Gracias por permitirme formar parte de su grupo de trabajo y por ser un ejemplo de esfuerzo al pedirme siempre ir más allá.

A mis tíos, Raúl, Jesús, *Chivis*, Lalo, Rosa, Maribel, Toño, Víctor, Ceci, Pablo Alberto, Isabel, Ricardo, Enrique y Octavio, por estar en los momentos más importantes de mi vida, por compartir en cada reunión o salida momentos inolvidables. Gracias por ser la mejor familia.

A mis primos, Chon, Alex, Fer, John, Gus, Pablo, Lalo, Chuy, Miguel, Porcino, Bryan, Paola, Richarlyson, Camila, Barby y Diego, por ser cómplices de fiesta y locuras, porque con ustedes comparto anécdotas y aventuras incontables. Gracias por brindarme su apoyo, preocuparse cuando las cosas no han ido bien y por ser mi escape en los momentos más tensos, en donde lo único que me hace falta es un par de horas con ustedes para cambiar el semblante y reír hasta no poder más.

A mis sobrinos, Matías, Jorge y Gabriel, por llegar en esta última etapa a llenarme de bellos momentos, risas, locuras y mucho amor.

A mis hermanos de geografía, Ulises y Dalia, por permitirme compartir con ustedes tantos momentos divertidos y pláticas, son los mejores dando consejos y escuchando cuando la situación parece complicada. También quiero agradecer a mi querida Socia (Monse), con quien he compartido charlas y algunos tragos durante innumerables desveladas.

A la Sra. Clara, Sr. Alberto y Erick, por todo su apoyo y confianza, por permitirme entrar a su casa y hacerme sentir un integrante más de su bonita familia. Gracias por todo el apoyo y ánimo que me han dado durante la elaboración de esta tesis.

A mis amigos de la prepa. Zure, Neto, Erick, Iván, Isaac, Bofo, Duplan, por las mejores retas de fútbol, las fiestas más épicas y por su amistad invaluable en todos estos años.

A mis compañeros del instituto, Isaac, Jorge, Arlette, Pedro, Juan Carlos, Ernesto, Guillermo, Carlo. Por las risas y sobre todo por su ayuda, sugerencias y comentarios durante la elaboración de esta investigación.

A todas las personas que no mencioné pero que de alguna manera han marcado mi vida en algún momento. Por estar, dejarme estar y ser parte de mi crecimiento como persona.

CONTENIDO

	Página
Introducción	1
Capítulo I. Aspectos Físico-Geográficos de la porción sur de la Sierra de Juárez	3
1.1 Localización y contexto geográfico	3
1.1.1 Relieve	3
1.1.2 Clima.....	6
1.1.3 Hidrología	8
Capítulo II. Geología	13
2.1 Geología regional: Sierra Madre del Sur	13
2.1.1 Paleozoico Tardío	14
2.1.2 Mesozoico	16
2.1.3 Cenozoico	17
2.2 Geología local	19
Capítulo III. Análisis Morfométrico	25
3.1 Altimetría	26
3.1.1 Perfiles altimétricos-morfotectónicos	33
3.2 Inclinación del terreno	41
3.3 Densidad de la disección	46
3.4 Profundidad de la disección.....	48
3.5 Energía del relieve	48

3.6 Análisis morfométrico-estructural	51
Capítulo IV. Geomorfología estructural: bloques tectónicos	61
4.1 Identificación y cartografía de mesobloques y bloques: metodología.....	64
4.2 Análisis morfométrico de estructuras en bloque	67
4.2.1 Altura absoluta (H)	68
4.2.2 Altura relativa (h).....	76
4.2.3 Longitud de eje ($E2$)	79
4.2.4 Área de mesobloque (A).....	82
4.2.5 Relación entre altura relativa y longitud del eje menor	85
4.2.6 Relación de longitud del eje menor y eje mayor.....	88
4.2.7 Relación entre altura relativa y área del mesobloque	92
4.2.8 Clasificación de estabilidad relativa de las estructuras bloque	94
4.2.9 Mesobloques y sismicidad	100
Discusión y conclusiones	103
Referencias	105

ÍNDICE DE FIGURAS

Página

Capítulo I. Aspectos Físico-Geográficos de la Sierra de Juárez

Figura 1. Mapa de la Zona de estudio	5
Figura 2. Mapa de las Provincias Fisiográficas de la República Mexicana	6
Figura 3. Mapa de distribución de climas	9
Figura 4. Mapa Hidrológico	12

Capítulo II. Geología

Figura 5. Mapa de los Terrenos Tectonoestratigráficos de la República Mexicana.....	14
Figura 6. Modelo del primer choque acrecional sobre el paleo-continente <i>Oaxaquía</i>	15
Figura 7. Modelo del mecanismo acrecional de los Terrenos Oaxaca y Juárez.....	16
Figura 8. Modelo de la dinámica compresiva que dio origen al Terreno Guerrero	17
Figura 9. Modelos de los movimientos transpresivos y transtensivos	18
Figura 10. Mapa de las principales fallas en el estado de Oaxaca.....	20
Figura 11. Esquema del contexto regional de la Falla Oaxaca.....	21
Figura 12. Mapa geológico de la Zona de estudio.....	23

Capítulo III. Análisis morfométrico

Figura 13. Mapa altimétrico	32
Figura 14. Perfil geomorfológico A-A'	34
Figura 15. Perfil geomorfológico B-B'	36
Figura 16. Perfil geomorfológico C-C'	38
Figura 17. Perfil geomorfológico D-D'	40
Figura 18. Mapa de inclinación del terreno.....	45

Figura 19. Mapa de densidad de la disección.....	47
Figura 20. Mapa de profundidad de la disección.....	49
Figura 21. Mapa de energía del relieve	50
Figura 22. Perfil geomorfológico complejo: Unidad Morfoestructural I.....	52
Figura 23. Perfil geomorfológico complejo: Unidad Morfoestructural II.....	54
Figura 24. Perfil geomorfológico complejo: Unidad Morfoestructural III	57
Figura 25. Perfil geomorfológico complejo: Unidad Morfoestructural IV	60

Capítulo IV. Geomorfología estructural: bloques tectónicos

Figura 26. Esquema para la clasificación jerárquica de unidades morfoestructurales	63
Figura 27. Criterios geomorfológicos para el trazo de bloques tectónicos	65
Figura 28. Mapa de mesobloques y bloques en la porción sur de la Sierra de Juárez.....	66
Figura 29. Esquema de los parámetros morfométricos de un bloque tectónico	67
Figura 30. Mapa de mesobloques en la porción sur de la Sierra de Juárez	69
Figura 31. Tabla de datos de las unidades en mesobloque.....	70
Figura 32. Mapa de alturas máximas absolutas (H) por mesobloque.....	72
Figura 33. Perfil geomorfológico oeste-este.....	75
Figura 34. Mapa de Alturas Relativas (h) por mesobloque.....	78
Figura 35. Mapa de longitud de eje ($E2$) por mesobloque	81
Figura 36. Mapa de Área (A) por mesobloque	84
Figura 37. Mapa de la relación Altura Relativa (h)/Eje Menor ($E2$) por mesobloque	87
Figura 38. Mapa de simetría en mesobloques: relación $E2 / E1$	91
Figura 39. Mapa de estabilidad aparente en mesobloques: relación h / A	93
Figura 40. Modelo de dispersión simple: relación $h / E2$	96
Figura 41. Esquema de los niveles de interacción tectónica en mesobloques.....	97

Figura 42. Mapa de las fronteras de estabilidad-inestabilidad tectónica y sismicidad..... 99

Figura 43. Mapa de unidades estructurales, niveles de interacción tectónica y sismicidad 102

Introducción

La Sierra de Juárez se localiza 30 km al norte de la ciudad de Oaxaca, forma parte de la Región Fisiográfica Sierra Madre del Sur, tiene un origen complejo, el cual se vincula con la movilidad de las placas tectónicas, submarinas y continentales, que integran el Pacífico sur mexicano.

La compleja génesis de este territorio se refleja en un variado y complicado arreglo de la litología (rocas sedimentarias, metamórficas y volcánico-sedimentarias), resultado de un proceso de acreción de un arco insular sobre la plataforma continental. La interacción del medio físico sobre un material competente a la erosión permite el desarrollo de diversas morfologías, todas ellas condicionadas por el arreglo estructural del sector sur de la Sierra de Juárez, lo que favorece la existencia de un paisaje diverso.

El análisis morfotectónico tiene como objetivo la elaboración de un esquema morfoestructural que explique la relación entre las formas del relieve, su morfología, origen y los procesos tectónicos. De esta manera se pretende entender y caracterizar la dinámica actual entre la actividad tectónica y el relieve. Todo ello bajo los criterios propuestos por Orlova, 1981 (en: Zamorano, J.J. 1990) y Simonov, 1985 (en: Zamorano, J. J. 1990).

El presente trabajo se compone de cuatro capítulos, en los que se desarrollan los siguientes temas:

Capítulo I: se estudian las variables del medio físico-geográfico que componen y modelan el relieve de la porción sur de la Sierra de Juárez, Oaxaca. Entre ellas se describe su localización y contexto regional, relieve, clima e hidrología.

Capítulo II: en este apartado se explican las características geológicas regionales, así como la evolución tectónica de la Sierra de Juárez, a través de las distintas etapas de deformación que le dieron origen. Todo ello como antecedente para el estudio morfotectónico.

Capítulo III: se desarrollan los métodos de morfometría clásica con las variables de altimetría, inclinación del terreno, densidad de la disección, profundidad de la disección y energía del relieve, todo ello con el fin de hacer evidente el vínculo entre las unidades morfoestructurales mayores, su arreglo espacial y la correspondencia con el marco tectónico-estructural de la zona.

Capítulo IV: presenta un estudio del relieve en función de las estructuras en bloque que lo integran, cuya escala de análisis principal son los mesobloques. Se analiza la dinámica tectónica a partir de parámetros cuantitativos: altura relativa, altura absoluta, longitud de eje mayor-menor y área. La relación entre estas variables permite conocer la dinámica estructural de los mesobloques, así como, su relación con la sismicidad en la porción sur de la Sierra de Juárez.

Capítulo I. Aspectos Físico-Geográficos de la porción sur de la Sierra de Juárez

El relieve en la Sierra de Juárez (SJ) es consecuencia de la interacción de numerosas variables, en este marco se tiene a la ubicación geográfica que condiciona el clima y éste a su vez, el modelado sobre una litología competente a la erosión, lo que favorece diversas morfologías. En este proceso el arreglo estructural (variedad litológica; y estructuras disyuntivas), favorece la existencia de un paisaje diverso.

1.1 Localización

La zona de estudio comprende un área de 945.35 km², se localiza al sur de la Sierra de Juárez y al norte de la ciudad de Oaxaca. Las coordenadas extremas son: 17°16' - 17°30' de latitud norte y 96°30' - 97°01' de longitud oeste (Fig. 1). Este territorio forma parte de las cartas topográficas E14D37 y E14D38 (INEGI, 2014) y los municipios que lo componen son: Abejones, Nuevo Zoaquiapam, San Francisco Telixtlahuaca, San Juan Atepec, San Juan Bautista Jayacatlán, San Juan del Estado, San Juan Evangelista Analco, San Miguel Aloápam, San Miguel del Río, San Pablo Huitzo, Santa Ana Yareni, y Santa María Jaltianguis. La población de todas estas localidades suma 30 107 habitantes (INEGI, 2015a).

1.1.2 Relieve

El origen de la Sierra Madre del Sur (SMS) y de la zona de estudio, se vincula con la tectónica regional del Pacífico sur; en particular con la dinámica de subducción entre la placa de Cocos por debajo, de continental de Norteamérica.

La SMS es una Provincia Fisiográfica que inicia en Jalisco al suroeste de la Bahía de Banderas, en este sector se encuentra en contacto con el Cinturón Volcánico Mexicano y continua en dirección del Istmo de Tehuantepec al oriente de Oaxaca (Fig. 2). Se dispone de forma paralela a la costa del Pacífico sur. Su longitud es de 1 200 km, amplitud de 250 km y altitud promedio de 2 000 msnm. Su expresión es de grandes bloques montañosos, cada uno con una litología y edad diferente (Lugo, 1990).

La génesis del relieve en este territorio tiene una historia compleja, en el proceso de su formación se ha considerado la acreción de los terrenos marginales al continente (colisión-compresión). A partir de este proceso, se explica la existencia de estructuras disyuntivas y su dinámica, que tienen la capacidad de fragmentar la corteza terrestre, definir bloques y controlar su acomodo. Este mecanismo ha permitido a lo largo de la historia geológica y tectónica, la adición de rocas antiguas interpretadas como estructuras alóctonas al continente (Lugo, 2010).

El origen complejo de la SMS ha favorecido la existencia de una variedad litológica y cronológica. De esta manera, es posible observar secuencias sedimentarias sobre una plataforma continental del Mesozoico y otra volcánico-sedimentaria del Cenozoico. Las de arco insular marginales (Mesozoico), que se intercalan con afloramientos volcánico-sedimentarios (Jurásico), calizas con metamorfismo de contacto (Cretácico Inferior) y calizas de plataforma mezcladas con detritos continentales (Cretácico Superior). Lo anterior pone en evidencia una compleja litología que ha sido afectada por movimientos tectónicos diferenciales (Morán- Zenteno *et al.*, 2000; Zamorano *et al.*, 2016).

Estas características favorecen una alta complejidad estructural, que se explica por la existencia de diversos eventos tectónicos sobrepuestos. En este marco, se ha observado que en las porciones cumbrales predominan rocas metamórficas (esquistos y cataclasitas); en las laderas altas y medias hay presencia de sustratos sedimentarios (areniscas, conglomerados y lutitas); mientras en las vertientes bajas y en el fondo de los valles, alternan lutitas y areniscas.

El relieve en este territorio refleja la influencia de la tectónica regional en su arreglo espacial, así como, la presencia de fallas y variedad de sustratos. La morfología refleja las características naturales de la región, así como en particular la temperatura y precipitación.

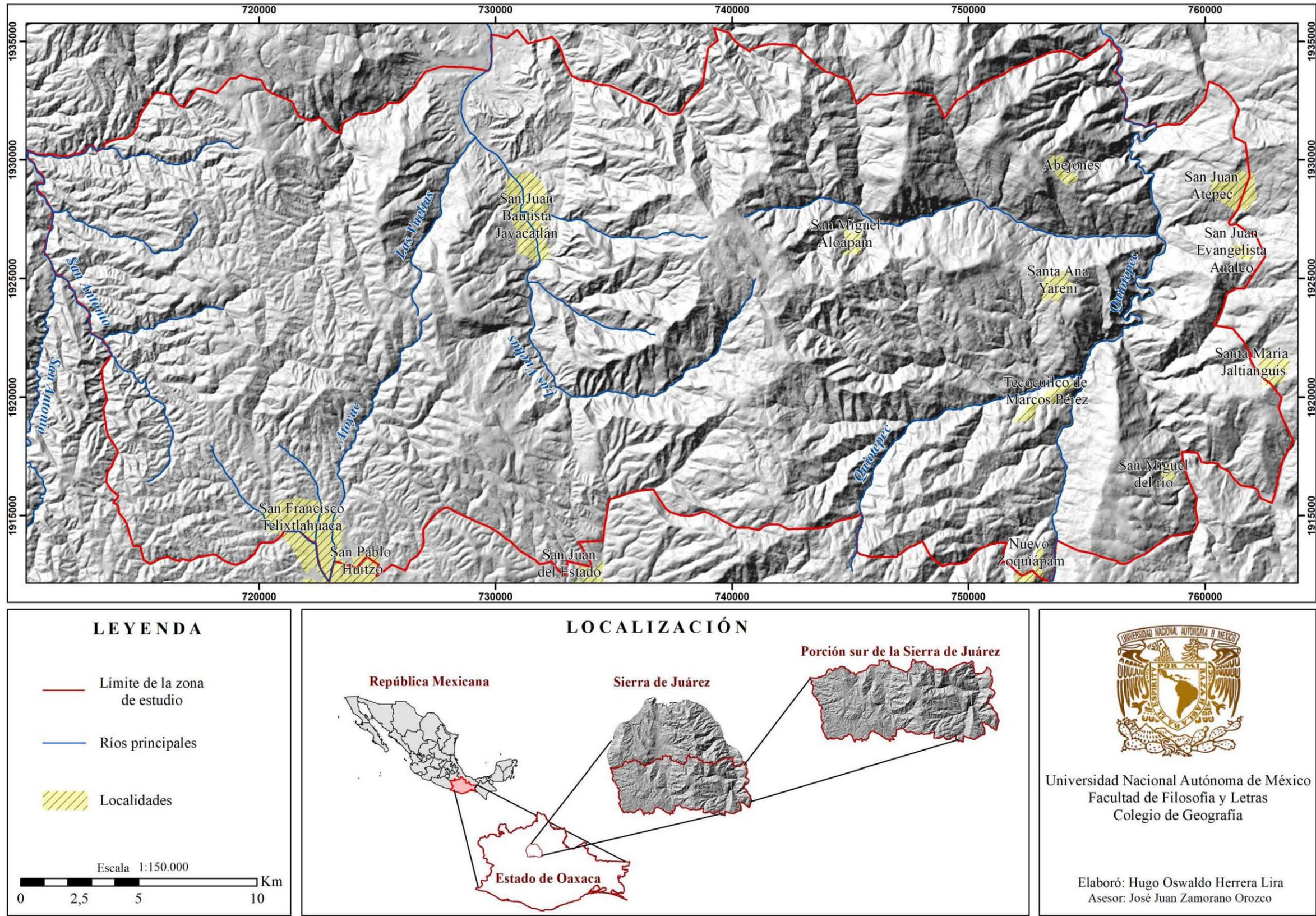


Figura 1. Localización de la zona de estudio, este territorio forma parte de la porción sur de la Sierra de Juárez.

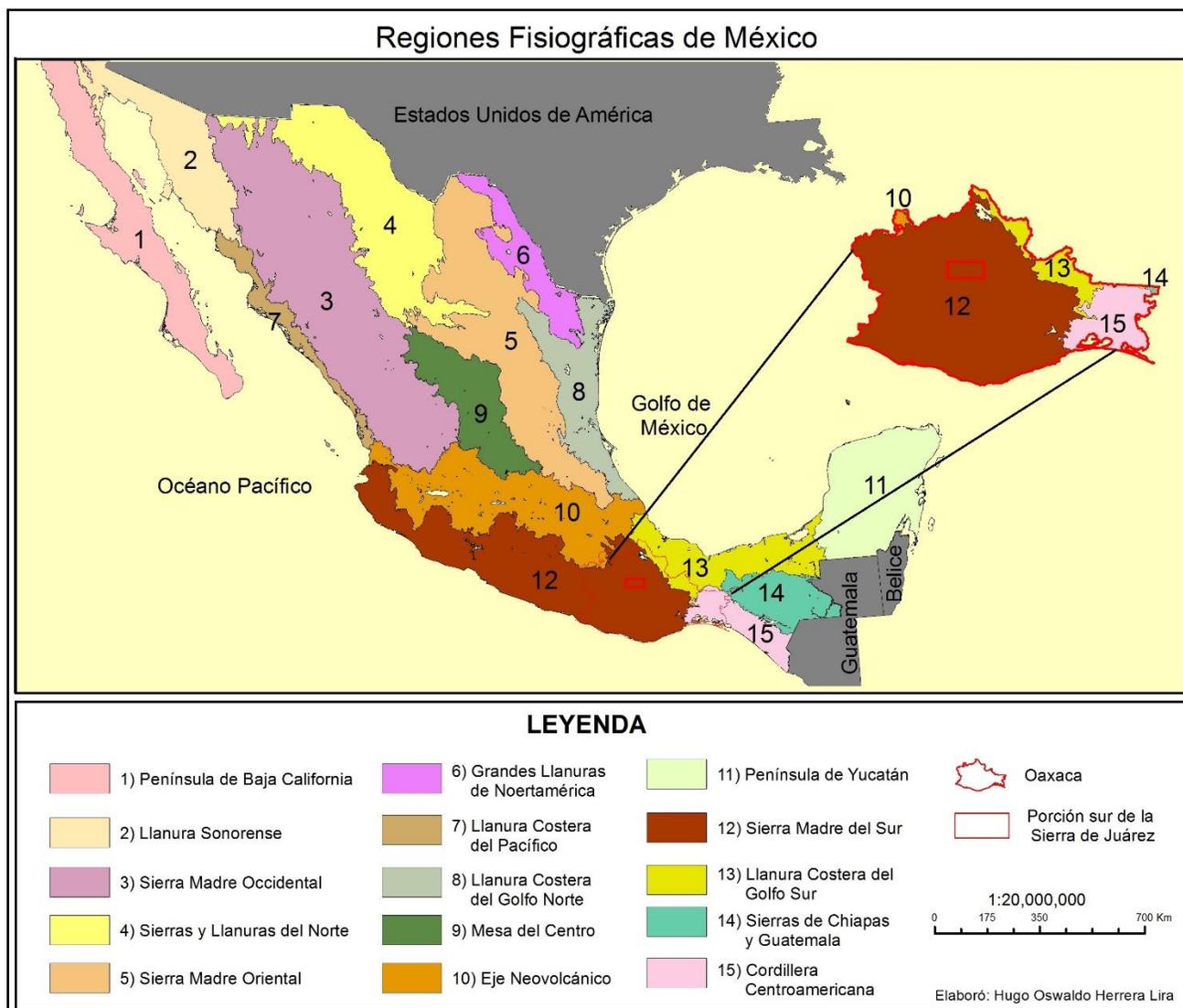


Figura 2. La zona de estudio en el contexto de las Provincias Fisiográficas de la República Mexicana (Modificado de Cervantes-Zamora *et al.*, 1990; INEGI, 2016).

1.1.2 Clima

En la porción sur de la Sierra de Juárez predominan los climas templados-subhúmedos, en la montaña. En esta zona el porcentaje de humedad está condicionado por la altitud. Mientras que en las zonas cumbreales, el tipo de clima es semifrío y son los que tienen menor influencia en la zona de estudio. Por otro lado, los áridos y semiáridos se posicionan en las porciones más deprimidas, los valles (Fig. 3) (García de Miranda, 1973).

Los climas templados subhúmedos y semifríos se analizan a continuación:

C(w0). Templado subhúmedo con lluvias en verano, su temperatura media anual oscila entre los 12°C y 18°C, para el mes más frío (enero) varía de 11 a 12°C, mientras que los meses más cálidos (abril a junio) registran una media de 16 a 19°C. La precipitación para el mes más seco, es menor a los 40 mm y una media anual de 500 a 600 mm. Tiene un índice de humedad (P/T) menor a 43.2, por lo que se convierte en el más seco de los C(w) (CONABIO, 1998).

C(w1). Templado subhúmedo con lluvias en verano, el promedio de su temperatura anual fluctúa entre los 12° y 20°C. El registro para el mes más frío es menor a 14°C, mientras que en los más cálidos predominan temperaturas de 18 a 20°C. La precipitación mínima es inferior a 40 mm. y su promedio anual es de 600 a 1 100 mm. El cociente P/T está entre 43.2 y 55.0 (CONABIO, 1998).

C(w2). Templado subhúmedo con lluvias en verano, la temperatura media anual se halla entre 12°C y 18°C, disminuyendo para los meses más fríos, con un rango entre 12 y 15°C y los más cálidos (marzo a junio) con temperaturas entre 18 y 20°C. La precipitación del mes más seco es menor a 40 mm, con una media anual de 700 a 1 200 mm, siendo los meses de mayo a julio los de mayor ocurrencia. Su relación P/T es superior a 55; lo que ocasiona que éste sea el más húmedo de los templados subhúmedos (CONAFOR-CONACYT, 2009).

Cb'(w2). Semifrío subhúmedo con verano fresco; su temperatura promedio anual varía entre 5°C y 12°C, el mes más frío posee temperaturas que van de 4 a 10°C, mientras que en los más cálidos oscila entre 10 y 16°C. La precipitación del mes más seco es inferior a 40 mm, su media anual oscila entre 800 y 1 200 mm, siendo el verano la estación con mayor índice (CONABIO, 1998).

Con respecto a los climas cálidos se tienen los siguientes:

BS0(h')w. Árido cálido, su temperatura promedio anual es superior a 22° C, para los meses más fríos (diciembre y enero) es mayor a 18° C, mientras que el más cálido (mayo) tiene una mínima de 20°C. La presencia de lluvias se da durante el verano, con una media anual entre 800 y 1 000 mm, su porcentaje de precipitación durante el invierno es del 5% al 10% del total anual (CONABIO, 1998).

BS1(h')w. Semiárido cálido, es el menos seco de los semiáridos; su temperatura media anual es mayor a 22°C; el mes más frío (enero) es mayor a 18°C y en los más cálidos (abril a junio) alcanza 25°C. Su régimen de lluvias se presenta en verano, con una media anual de 800 mm. (CONABIO, 1998).

(A)C(wo). Semicálido subhúmedo del grupo C, su temperatura media anual está entre los 18°C y 22°C para el mes más cálido, mientras que el más frío no supera los 18°C. Presenta lluvias en verano, siendo febrero el mes más seco, con precipitaciones menores a 40 mm. El índice de humedad (P/T) es menor a 43.2 (CONABIO, 1998).

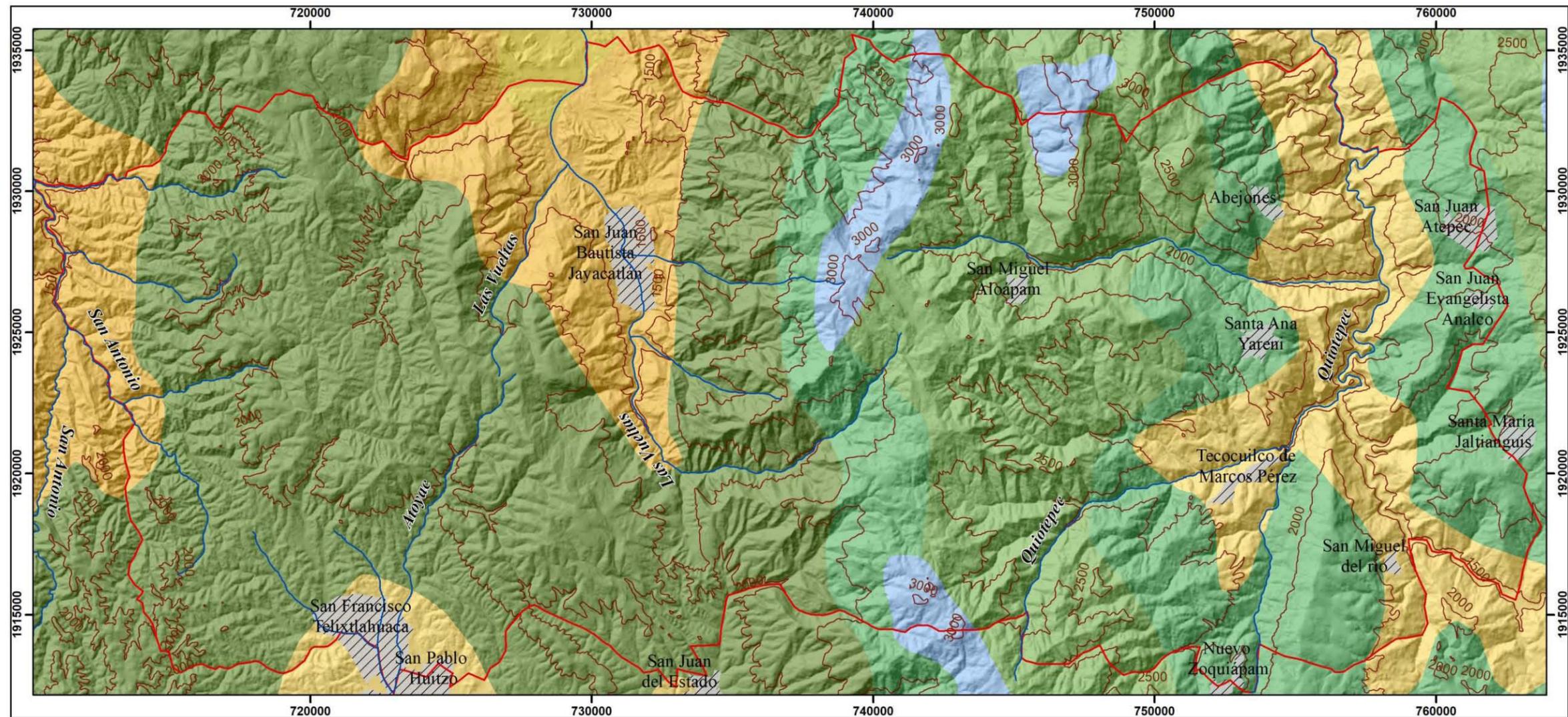
Los climas en la zona de estudio tienen un vínculo estrecho con la morfología, de tal modo que, en los territorios donde el clima es más húmedo se observa el desarrollo de sistemas fluviales densos en un arreglo dendrítico y subdendrítico. Esta característica permite la existencia de variadas formas erosivas fluviales, cuyo desarrollo se ve favorecido por la presencia de pendientes pronunciadas.

Los climas secos se localizan en el fondo de los valles donde las condiciones de humedad son modestas; no obstante, los escurrimientos son permanentes y definen un patrón de drenaje sinuoso. Estos cauces representan los canales colectores de amplios sistemas fluviales que tienen sus zonas de recarga en las porciones frías y templadas.

1.1.3 Hidrología

La cuenca alta del Papaloapan ocupa la porción sur de la Sierra de Juárez, este río es uno de los principales del país, su escurrimiento anual es de 47 000 millones de metros cúbicos, mismos que se vierten al Golfo de México a través de la Laguna de Alvarado, en Veracruz.

Los afluentes más importantes de este sistema son los ríos San Antonio, Atoyac, Las Vueltas y Quiotepec (Fig. 4). Cabe resaltar que la confluencia de las últimas dos corrientes mencionadas, da origen al río Grande, que junto con el Salado representan los principales aportes del Papaloapan (Pereyra-Díaz *et al.*, 2010).



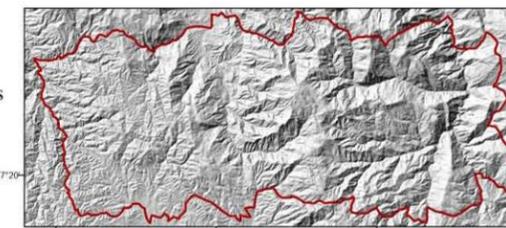
LEYENDA

Clasificación de climas

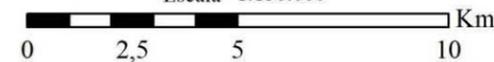
- | | |
|---|--|
|  C(w0). Templado subhúmedo con lluvias en verano (el más seco) |  BSo(h')w. Árido, cálido, temperatura promedio anual superior a 22° C |
|  C(w1). Templado subhúmedo con lluvias en verano |  BS1(h')w. Semiárido cálido, el menos seco de los semiáridos |
|  C(w2). Templado subhúmedo con lluvias en verano (el más húmedo) |  (A)C(wo). Semicálido subhúmedo del grupo C |
|  Cb'(w2). Semifrío subhúmedo con verano fresco | |

Símbolos complementarios

-  Límite de la zona de estudio
-  Corrientes principales
-  Curvas maestras 500 m
-  Localidades



Escala 1:150.000



Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía

Elaboró: Hugo Oswaldo Herrera Lira
Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 3. Climas en la porción sur de la Sierra de Juárez, Oaxaca. Destacan los climas templados subhúmedos en altitudes que varían de 1 600 a 3 000 msnm. Los áridos, característicos de las zonas bajas <1 600 msnm y los semifríos en niveles altitudinales superiores > 3 000 msnm (CONABIO, 1998).

El río San Antonio ocupa el sector nororiental de la zona de estudio y su orientación preferencial es NW-SE (Fig. 4). En general, la corriente principal mantiene un curso rectilíneo, mientras que sus afluentes son evidencia de un intenso trabajo erosivo fluvial, a partir de la integración de una densa red hídrica de patrón dendrítico, lo que favorece la evolución de una morfología de lomeríos y frentes montañosos. La intensidad de los procesos exógenos, guarda relación con la presencia de gneises del Precámbrico, lo que supone un periodo de exposición prolongado de los materiales a ser acarreados.

Al sureste se ubica el río Atoyac, el cual se caracteriza por ser una corriente perenne y con una dirección preferencial N-S (Fig. 4). El cauce principal pone de manifiesto la formación de meandros, hacia las porciones más elevadas (1 800 – 2 400 msnm), todos ellos alimentados por numerosos afluentes de patrón dendrítico. Sin embargo, en medida que los niveles de altitud disminuyen (<1800), la corriente se vuelve uniforme y menos densa hasta llegar a las porciones más deprimidas, en donde los procesos erosivo-acumulativos han modelado una llanura aluvial, sobre la que se sitúan las localidades de San Francisco Telixtlahuaca y San Pablo Huitzo.

El río Las Vueltas se ubica en la porción occidental del sitio de estudio, corresponde a una corriente perenne con una orientación preferencial NW-SE (Fig. 4). El curso principal presenta meandros de gran amplitud y los afluentes hacen evidente el relieve montañoso a partir de un patrón fluvial dendrítico, denso y con un marcado control estructural. A su paso por el poblado de San Juan Bautista Jayacatlán, este río se dispone sobre las cotas de 1 500 y 2 000 msnm.

El río Quiotepec ocupa el sector oriental con una orientación preferencial NW-SE (Fig. 4), su cauce principal presenta un drenaje sinuoso, mientras sus principales afluentes cursos rectilíneos que ponen en evidencia lineamientos tectónicos bien definidos (fallas y fracturas). Los ríos con menor jerarquía, es decir, los que ocupan las laderas de montaña presentan un arreglo dendrítico y subdendrítico. Este último, refleja cambios litológicos y una expresión morfológica menos agreste.

El análisis espacial de los cauces es el punto de partida del análisis morfoestructural, ya que reflejan el arreglo de la litología, la existencia o ausencia de estructuras disyuntivas (rupturas) y deformaciones (pliegues). Estos aspectos permiten reconocer el control estructural del

terreno a partir de formas de relieve específicas como, las deflexiones fluviales, las cuencas de tracción, los domos de compresión, contrastes altitudinales en distancias cortas, *abras*, discontinuidad de parteaguas, entre otras expresiones del relieve. Todas ellas, se agrupan en el concepto de morfolineamiento y se relacionan con la presencia de fallas, fracturas y grietas.

Cuando las estructuras disyuntivas tienen expresión en el relieve, se interpretan como elementos recientes o activos, y cuando no existe esta característica se consideran como antiguas o inactivas, y por tanto, su reconocimiento no es factible por métodos geomorfológicos indirectos (Orlova, 1976).

En este capítulo se pone de manifiesto que la configuración del relieve en la porción sur de la Sierra de Juárez, se enmarca en una dinámica tectónica reciente y se hace evidente en el arreglo complejo de los distintos elementos naturales que interactúan en este territorio. En este sentido, destacan los marcados contrastes altitudinales, las laderas escarpadas y con fuerte inclinación, así como la presencia de profundos valles. La mayoría de los cauces son estacionales y tienen relación directa con los climas que imperan en la región, de ellos, los templados subhúmedos son los que predominan. La información que integra este capítulo es el punto de partida del análisis geomorfológico y estructural.

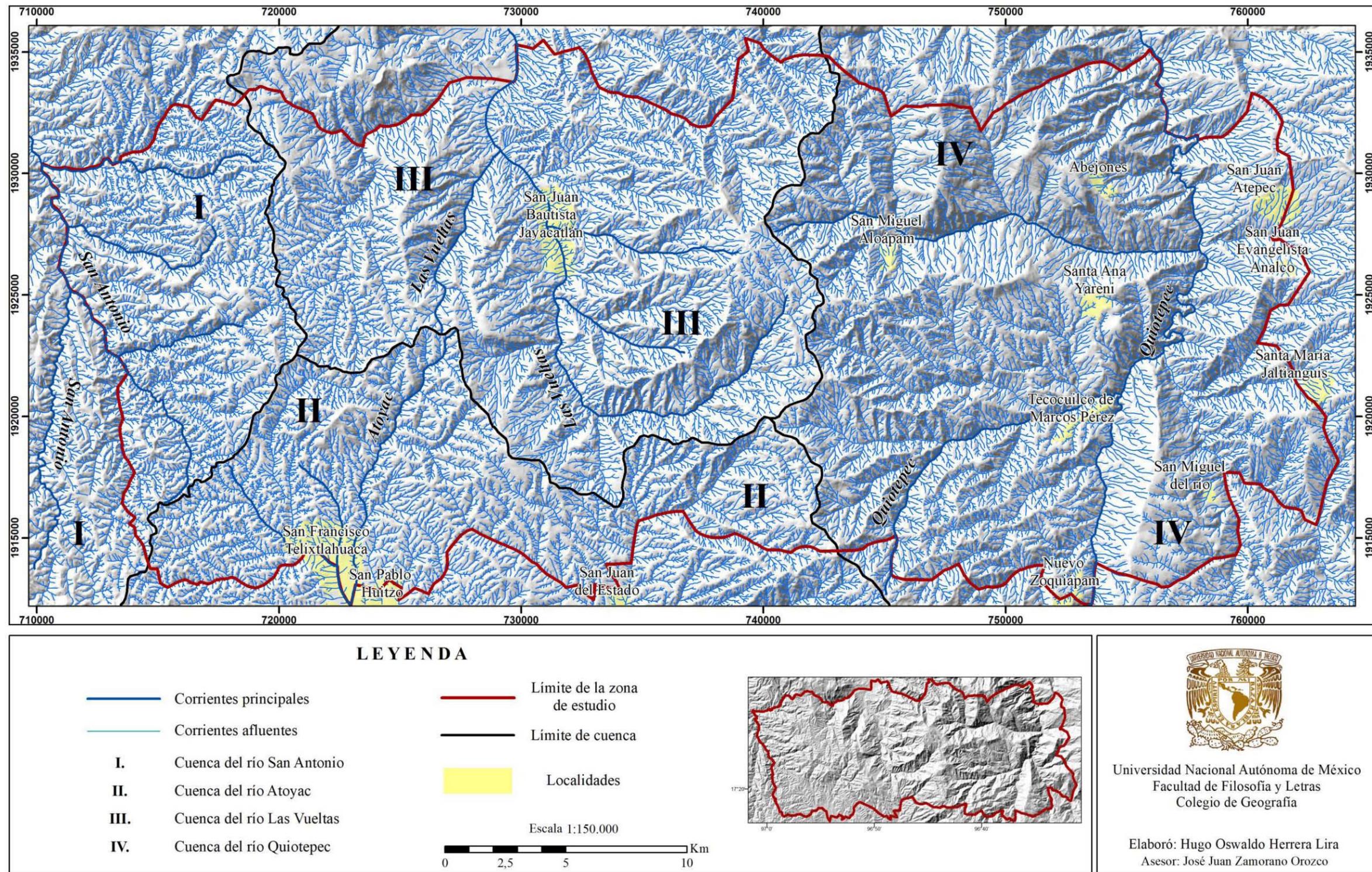


Figura 4. Corrientes fluviales inferidas a partir de las cartas topográficas 1:50 000 E14D37 y E14D38 (INEGI, 2014), en donde se muestran los ríos principales y sus afluentes.

Capítulo II. Geología

Para comprender las formas del relieve, su dinámica y procesos que en él intervienen, es necesario contar con un conocimiento geológico detallado, debido a la distinta competencia que tienen las rocas a los efectos erosivos y tectónicos. Estos factores determinan la morfología, por tal motivo es indispensable conocer las etapas de deformación (geología histórica); las características litológicas, sus estructuras resultantes y el tiempo geológico.

2.1 Geología regional: Sierra Madre del Sur

La Sierra Madre del Sur (SMS) se dispone desde la Bahía de Banderas (Jalisco) hasta el Istmo de Tehuantepec (Oaxaca), se considera un sistema montañoso que no es continuo debido a la existencia de profundos valles fluviales que la seccionan, en estas formas se reconoce un control estructural disyuntivo y litológico.

La génesis y evolución de la SMS es producto de un complejo mecanismo de acreción de arcos magmáticos-islas, sobre la porción suroccidental del cratón norteamericano, que dio inicio en el Proterozoico (Hernández-Santana *et al.*, 1996; Centeno-García *et al.*, 2008).

Campa & Coney (1983) proponen dividir el complejo territorio de la SMS en terrenos tectonoestratigráficos (Fig. 5), proceder que tiene el objetivo de facilitar su estudio, al asociar rasgos geológicos y tectónicos similares (génesis, historia geológica, características del sustrato), hay que mencionar que cada uno de estos terrenos está limitado por sistemas de fallas bien definidos.

La diferencia estratigráfica entre cada uno de los terrenos es explicada, a partir de la acreción de un arco insular al continente. Este proceso fue acompañado de movimientos horizontales y verticales que dejaron su huella en la morfología de toda la SMS.

El criterio de Campa & Coney (1983) permitió la caracterización de la geología regional, el origen y acomodo del sustrato y la delimitación de estructuras disyuntivas mayores (Fig. 5). La SMS está integrada por los terrenos tectonoestratigráficos: Guerrero, Mixteca, Oaxaca, Juárez y Xolapa. Todos ellos del Paleozoico-Cenozoico y localizados en la porción suroccidental del país (Campa *et al.*, 1981).



Figura 5. Terrenos Tectonoestratigráficos de la República Mexicana, Campa & Coney (1983).

2.1.1 Paleozoico Tardío

El terreno Mixteca se considera parte del paleo-continente *Oaxaquía* y sobre él se registra el primer *choque* acrecional, de esta manera da inicio la deformación del sureste de México. La nueva superficie representa el sustrato más antiguo de la región y se asocia como parte de la corteza de Gondwana (Poole *et al.*, 2005; Centeno *et al.*, 2008).

Al sur de *Oaxaquía* se desarrolló un margen pasivo de trinchera, asociado a depósitos de frente de arco (Fig. 6). Este hecho pone en evidencia una historia vinculada a procesos

magmáticos, subducción y colisión, todo ello relacionado con la adición y rompimiento de Pangea (Ramírez-Espinosa, 2001).

El basamento del arco magmático está constituido por secuencias volcánico-sedimentarias, de composición riolítica, que alternan con flujos de lava dacito-andesíticas y tobas. Estas características hacen pensar que esta estructura fue un arco evolucionado. Hay que mencionar que toda esta sucesión está interrumpida por cuerpos intrusivos poco profundos, emplazados durante el Paleozoico Temprano (Centeno-García & Silva-Romo, 1997; Centeno-García, 2002; Centeno-García & Díaz-Salgado, 2002).

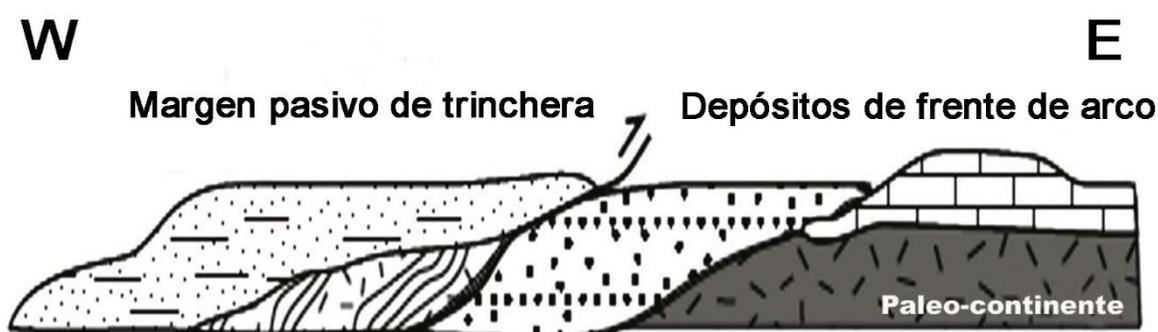


Figura 6. Modelo que muestra el proceso de acreción del arco volcánico-sedimentario más antiguo, ocurrido en el borde de *Oaxaquía* (Centeno-García *et al.*, 2008).

Durante este periodo se presentó un segundo evento acrecional, que involucró una sucesión de rocas sedimentarias, las cuales formaron parte del basamento del Terreno Mixteca. A esta secuencia, le sobreyacen cubiertas marinas y continentales (Cretácico), estos depósitos interactúan con conglomerados, areniscas y limolitas que a su vez se intercalaron con calizas y yesos. Estos depósitos, forman parte de la evolución de arcos insulares mesozoicos del Pacífico sur (Hernández-Santana *et al.*, 1996; SGM, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008).

Con una temporalidad muy cercana a los eventos que definieron el Terreno Mixteca (Paleozoico Tardío), existió un arco volcánico paralelo al continente antiguo de *Oaxaquía*. El reciente territorio marginal fue responsable de la formación de los Terrenos Oaxaca y Juárez, la evolución de ambos se vincula con los esfuerzos acrecionales generados desde la Trinchera Mesoamericana.

Finalmente, el mecanismo compresivo yuxtapuso los dos terrenos Oaxaca y Juárez, los deformó y se dio origen a la actual Sierra de Juárez. El Mesozoico (Triásico-Jurásico) marca el fin de esta dinámica (Fig. 7) (Alaniz Álvarez *et al.*, 1995; Salinas-Prieto *et al.*, 2000).

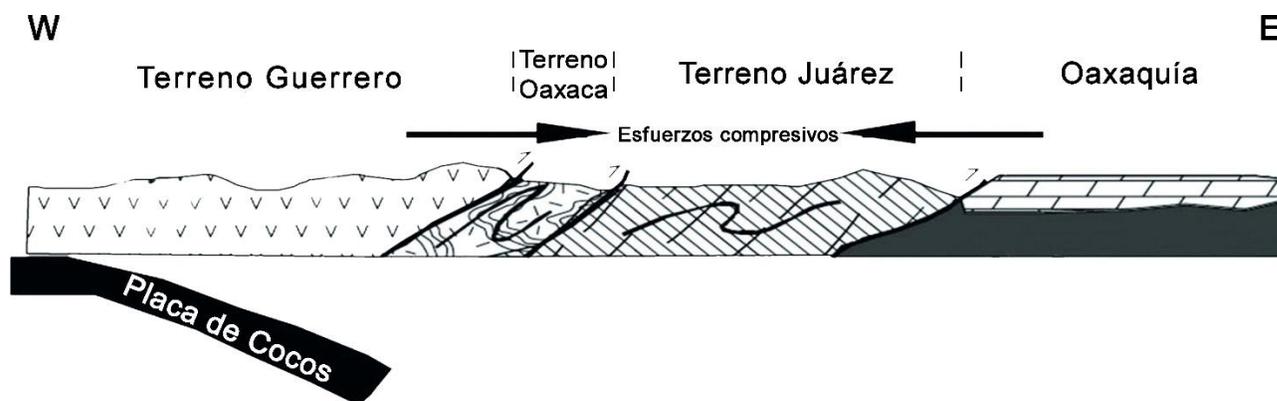


Figura 7. Acreción de los Terrenos Oaxaca y Juárez, proceso que generó anticlinales, pliegues volcados y fallas menores, en la actual SMS (Centeno-García *et al.*, 2008)

2.1.2 Mesozoico

La dinámica subductiva del pacífico mexicano (Trinchera Mesoamericana), favoreció la acreción de terrenos alóctonos al continente, mecanismo que provocó la adición y evolución de una secuencia magmática a la plataforma continental durante el Triásico (Fig. 8) (Centeno-García *et al.*, 2008). Este evento dio paso a la formación del Terreno Guerrero, cuya génesis y evolución se dividen en las siguientes etapas:

Acreción y amalgamiento de una secuencia magmática. Se refiere a la integración de un nuevo arco volcánico sobre el paleo-continente *Oaxaquía*, hecho que ocurre en el Triásico y favorece el desarrollo de plegamientos intensos y la existencia de estructuras disyuntivas (Centeno-García & Silva-Romo, 1997; Centeno-García *et al.*, 2008). En esta época la dinámica subductiva aumenta en la Trinchera Mesoamericana, hecho que genera el metamorfismo parcial del sustrato. En general, el basamento del Terreno Guerrero comienza

a definirse en esta época y se constituye de pizarras ricas en cuarzo y potentes capas de arenisca.

Esfuerzos de deriva. Durante el Jurásico y Cretácico Inferior, se desarrolla un mecanismo extensional sobre el Terreno Guerrero, como resultado de los esfuerzos inter e intraplaca (Cocos-Norteamérica). Este fenómeno ocasiona la división y deriva del arco volcánico acrecionado (durante el Triásico) con la antigua *Oaxaquía* (Fig. 8). De esta dinámica se genera una nueva conformación continental en donde aparecen los subterrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo (Centeno-García *et al.*, 2008).

Desplazamientos laterales. Este fenómeno es la continuidad del proceso acrecional descrito en los dos puntos anteriores, su característica principal es el desplazamiento lateral de los recientes subterrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo.



Figura 8. Mecanismo de acreción que da origen al Terreno Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2008).

2.1.3 Cenozoico

El Terreno Xolapa debe su formación a una serie de eventos de acreción sobre el Terreno Guerrero y Oaxaca, cuya principal característica fueron los esfuerzos compresivos en la margen continental, controlados por fallas de rumbo (transpresión) durante el Paleógeno (Paleoceno). Posterior a este mecanismo se presentó un régimen de transtensión (Fig. 9), caracterizado por una dinámica distensiva, lo que ocasionó la exhumación de una serie de

unidades metamórficas y de numerosos batolitos jurásicos, este tipo de litología es la que compone el basamento de esta unidad (Martini-Pop, 2008).

La compleja evolución de la SMS conformó diferentes dominios tectónicos, lo que resulta en un mosaico estructural heterogéneo. Por otro lado, la dinámica del relieve ha permitido el afloramiento de distintos depósitos (volcánicos y de plataforma), con un acomodo discontinuo a lo largo de la sierra, así como una edad, estructura y litología distinta (Campa *et al.*, 1981; Coney & Campa, 1984; Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

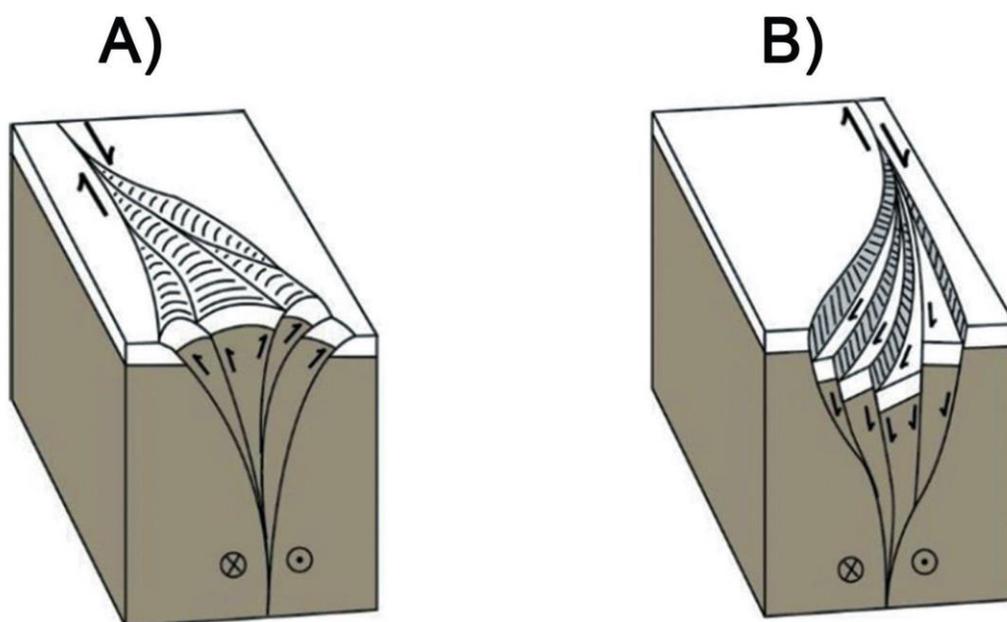


Figura 9. Modelos de movimientos transpresivo lateral (A) y transtensivo (B), estos mecanismos fueron característicos a lo largo del Terreno Guerrero y fueron los responsables de la exhumación de los subterrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo (Van der Pluijm & Marshak-Stephen, 2016).

El sustrato del Terreno Xolapa está afectado por movimientos laterales, creación de cuencas intermontanas y reactivación de fallas preexistentes. Sin embargo, estas características no tienen relación con la dinámica acrecional presente en la integración de los terrenos antecedentes (Ortega-Gutiérrez, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

El proceso de acreción que da origen a la SMS, estuvo presente durante el Paleozoico, Mesozoico y parte del Cenozoico Temprano. Durante este tiempo, la superficie del continente funcionó a manera de un *embudo estrecho*, provocando que los terrenos añadidos definieran límites estructurales bien definidos. Este hecho se observa de manera clara en la porción oriental del actual conjunto montañoso, en particular se trata de un cinturón de pliegues y cabalgaduras que inician en Michoacán y terminan en Veracruz; mientras que, al occidente, el límite corresponde a la zona de subducción (Cocos-Norteamérica), caracterizada por la presencia de batolitos que interactúan con secuencias metamórficas.

2.2 Geología local

La dinámica tectónica cenozoica en el margen subductivo del Pacífico (Cocos-Norteamérica), ha consolidado el relieve actual del estado de Oaxaca, cuya morfología pone de manifiesto los procesos neotectónicos que han fragmentado esta región. En esta etapa se generaron nuevos sistemas de falla, con transurrencias y transpresiones, existiendo en algunos casos, relaciones de herencia y reactivación de unidades iniciales del basamento, en conformidad con las estructuras disyuntivas modernas (Hernández-Santana *et al.*, 2009).

Producto de los movimientos neotectónicos en esta región es el complejo metamórfico de la Sierra de Juárez (SJ), cuya génesis se asocia a la yuxtaposición del Terreno Oaxaca sobre el Terreno Juárez durante el Pérmico-Jurásico, en donde tuvo actividad como cabalgadura; mientras que, en el Jurásico Medio como falla transcurrente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996). La SJ forma se considera una de las estructuras más elevadas de la región norte de Oaxaca, hecho que se vincula con episodios de acreción-distensión a lo largo de la zona de sutura (Falla Oaxaca), características que favorecen el afloramiento de esta unidad en el límite occidental del terreno Juárez (Sedlock, *et al.* 1993).

La Falla Oaxaca (FO) tiene un control en el arreglo estructural de la litología de la Sierra de Juárez, su localización también responde con la traza de la falla mencionada. La longitud de esta estructura se estima en 380 km y se dispone, de manera aproximada, desde Tehuacán (Puebla) hasta el oriente de la ciudad de Oaxaca (Fig. 10) (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1995).

La actividad inicial de esta falla ocurre durante el Cenozoico, representa la zona de articulación entre las morfoestructuras montañosas modernas de la Sierra de Juárez, y lomeríos-planicies del graben Oaxaca-Tehuacán, conocido en la región como Cañada Oaxaqueña (Alaniz-Álvarez, *et al.*, 1994).

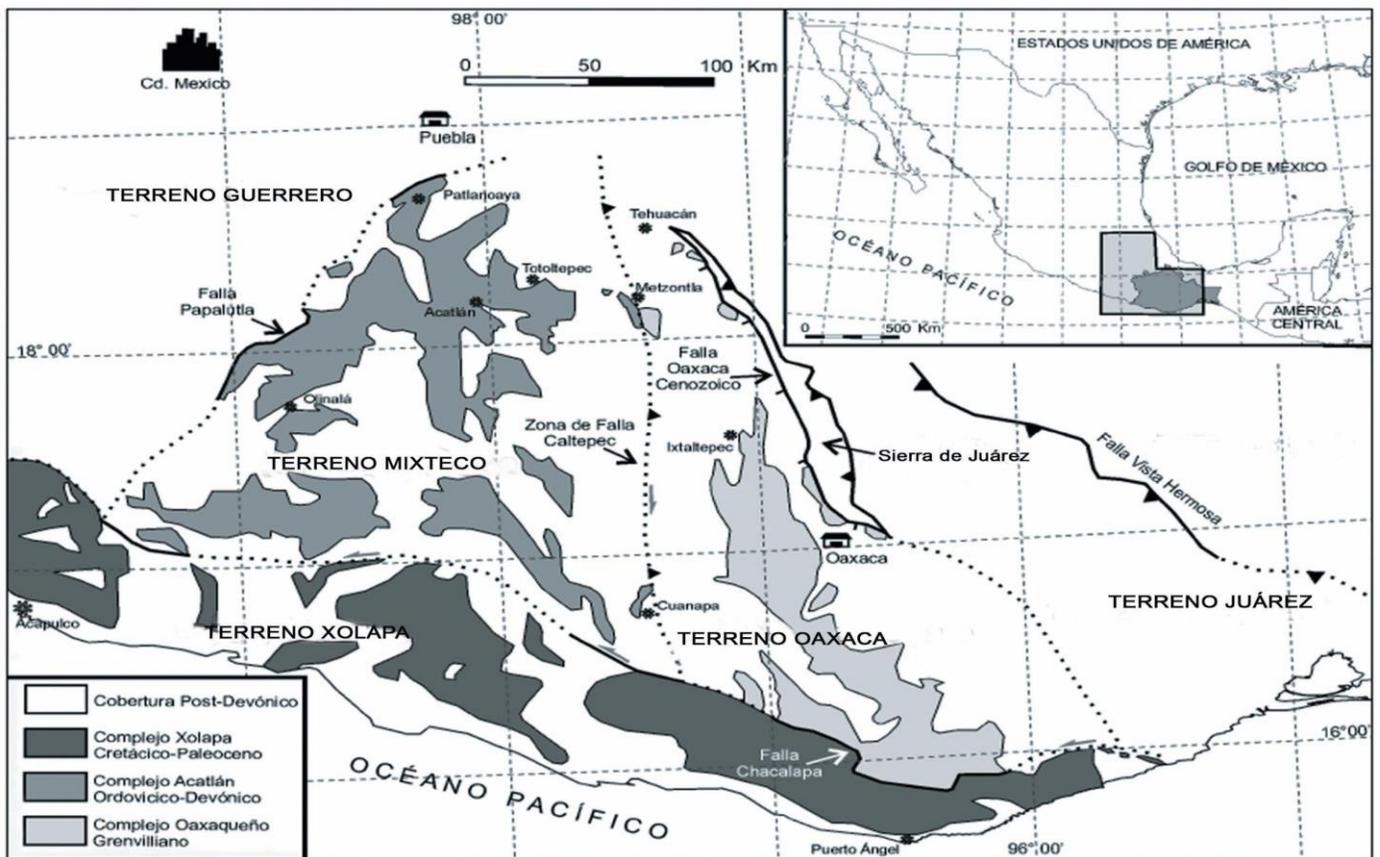


Figura 10. Sierra de Juárez, en el contexto de las principales fallas que existen en el estado de Oaxaca: Papalotla, Caltepec, Oaxaca y Vista Hermosa (Ortega *et al.*, modificada por Hernández *et al.*, 2009).

De acuerdo con Alaníz-Álvarez *et al.* (1995), la Falla Oaxaca presenta los siguientes sectores estructurales (Fig. 11):

1. Porción norte, se expresa a partir de la alineación de los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba, los cuales definen un trayecto norte-sur.
2. El trayecto medio es el más notable, en él se observan escarpes de gran altura, deflexiones fluviales hasta de 90° y meandros estructurales. Este tramo se extiende desde Tehuacán-Puebla hasta la ciudad de Oaxaca (N-NE). A lo largo de su traza, ha desarrollado un cinturón milonítico que forma parte de la Sierra de Juárez, estructura formada a partir de pliegues como respuesta a movimientos laterales dúctiles que ocurrieron en el Triásico.
3. El sector sur, es la continuación de la falla desde el oriente de la capital, hasta Miahuatlán, Oaxaca (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007).

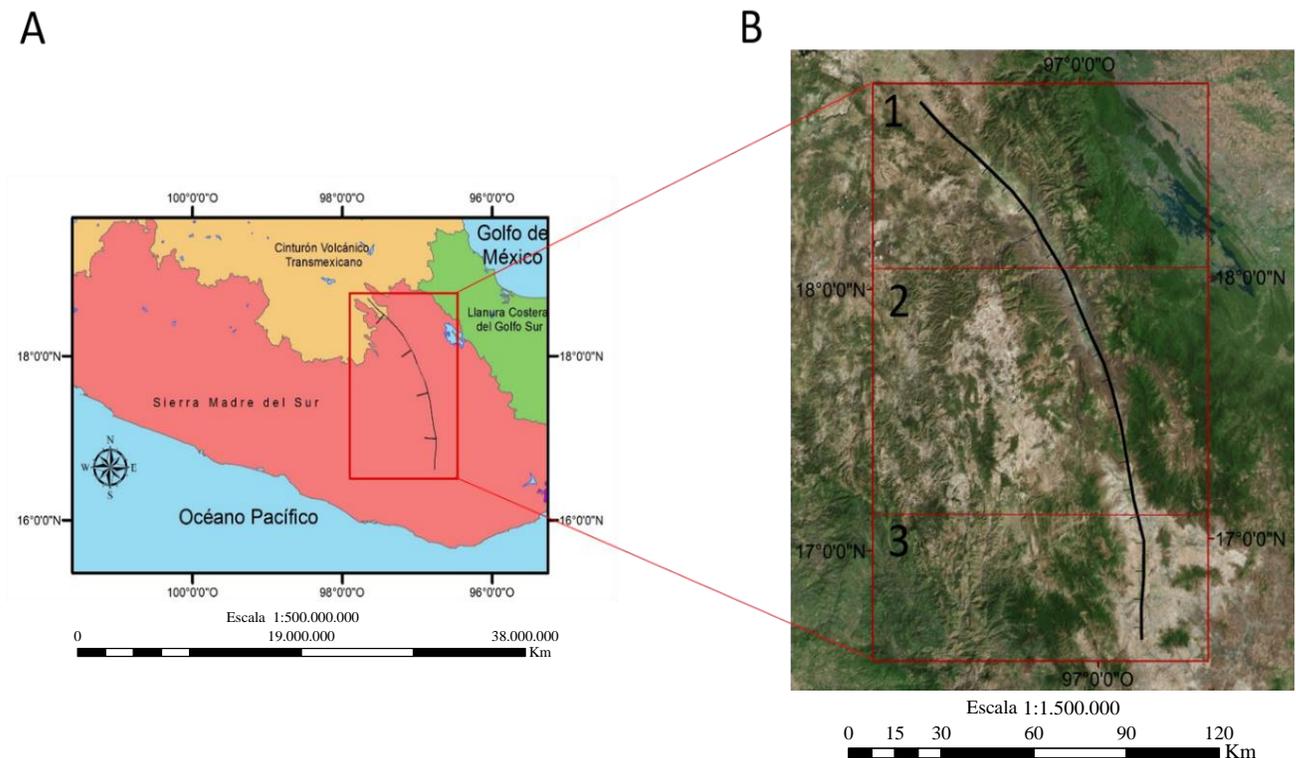


Figura 11. **A)** Contexto regional de la Falla Oaxaca (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007). **B)** Los sectores de la falla Oaxaca: 1 Norte, 2 Medio y 3 Sur (Alaníz-Álvarez *et al.*, 1995).

Los eventos tectónicos más importantes relacionados con la Sierra de Juárez, suceden en el Triásico, a partir de la reactivación de una falla normal. Las características de su formación se explicaron en el punto dos, en donde se hace referencia a los sectores estructurales que componen la Falla Oaxaca, todos ellos representan la primera etapa de formación de la SJ.

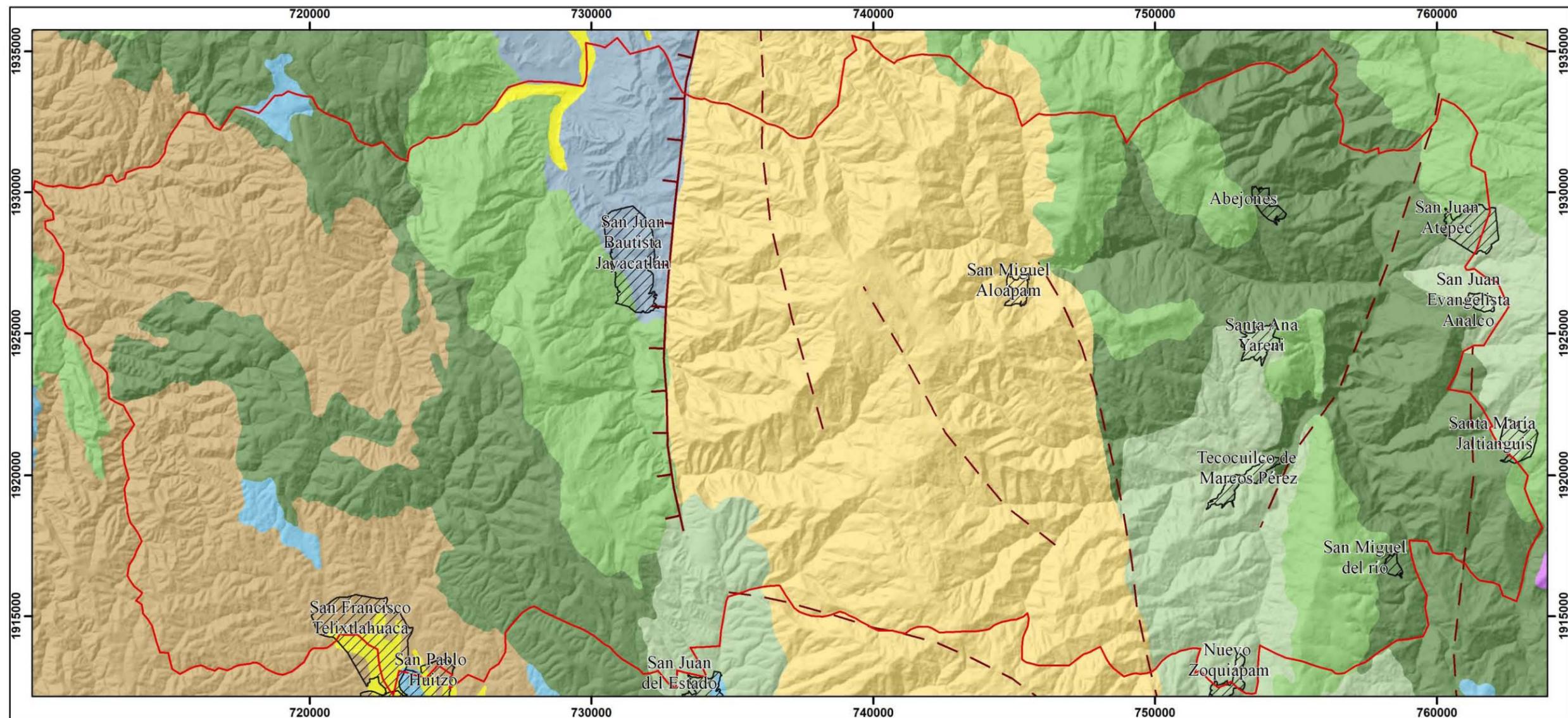
Un segundo evento en su evolución ocurre durante el Cretácico (Orogenia Laramide), en donde cubiertas piroclásticas se deslizan y cubren ambas vertientes de la Sierra de Juárez, de esta manera quedan formados sus principales rasgos morfológicos (Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 1997).

La litología más antigua de la porción sur de la Sierra de Juárez, corresponde a una secuencia metamórfica, compuesta principalmente por gneises bandeados y metamorizados del Precámbrico (Fig. 12). Se localizan en el sector occidental de la zona de estudio y están limitados por un contacto rectilíneo que forma parte de la Cañada Oaxaqueña (Falla Oaxaca) (López-Ramos, 1979).

El macizo montañoso que forma la unidad central de la SJ, está constituido por bloques alóctonos provenientes del oeste, compuestos por sucesiones metamórficas de cataclasitas, consecuencia de la dinámica de la Falla Oaxaca durante el Jurásico Medio. En este marco, hay que mencionar que es la zona con mayor presencia de estructuras disyuntivas, cuya orientación preferencial es NW-SE (López-Ramos, 1979; INEGI, 1985) (Fig. 12).

Los valles que limitan la estructura de la SJ, se caracterizan por afloramientos extensos de unidades sedimentarias, con edades a partir del Jurásico, y se disponen en forma de pliegues con orientación preferencial N-NE.

Las sucesiones más tempranas corresponden a lutitas-areniscas del Jurásico Inferior, localizadas en el sector occidental de la sierra. A ellas, les sobreyace una secuencia del Cretácico Inferior, compuesta por calizas, lutitas y lutitas-areniscas, sobre las laderas del flanco occidental de la SJ, así como el valle del río Quiotepec, al este. Las secuencias más tardías corresponden a areniscas y conglomerados del Paleógeno, vinculadas con la orogenia *Laramide*, localizadas en el sector occidental de la SJ (López-Ramos, 1979, INEGI, 1985).



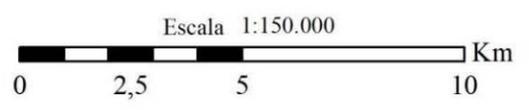
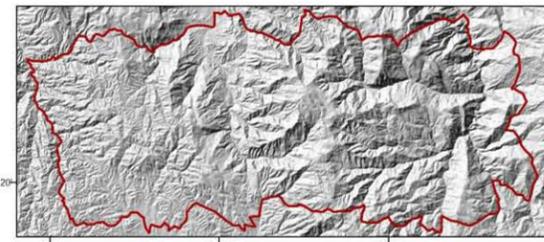
LEYENDA

Geología

Era	Clasificación		Edad (M.a)
	Sedimentaria	Metamórfica	
Cenozoico	Arenisca-Conglomerado		< 65 a 29 (Paleógeno)
	Conglomerado		
Mesozoico	Caliza		145 a 70 (Jurásico-Cretácico)
	Lutita	Cataclasita	
	Lutita-Arenisca		
Precámbrico		Gneis	> 542

Símbolos complementarios

- Depósitos aluviales
- Fracturas
- Falla Oaxaca
- Límite de la zona de estudio
- Localidades



Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía

Elaboró: Hugo Oswaldo Herrera Lira
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 12. Litología de la porción sur de la Sierra de Juárez, Oaxaca (INEGI, 1985).

El Cuaternario está representado por secuencias aluviales, emplazadas en amplios valles de fondo plano (río Las Vueltas, nornoroeste; y río Atoyac, sursuroeste), en donde las condiciones del terreno favorecen el depósito del material de acarreo producto de la erosión en las porciones más elevadas.

El análisis tectónico y geológico permitió entender el origen, evolución y arreglo estructural de la Sierra de Juárez, desde su inicio con la compresión de los Terrenos Oaxaca y Juárez. Este mecanismo favoreció la existencia de una litología heterogénea, compuesta por secuencias metamórficas (Precámbrico y Mesozoico), intercaladas con sucesiones sedimentarias (Mesozoico-Cenozoico). La presencia de estructuras disyuntivas de extensa longitud, provocó la fragmentación del sector medio de la zona de estudio.

Capítulo III. Análisis morfométrico

La morfometría es un método de estudio indirecto del relieve, a partir del cual se toman en cuenta las características métricas de la corteza terrestre, en este sentido se cuantifican altitudes, profundidades, densidad e inclinaciones en áreas determinadas. Todo ello con el fin de vincular los procesos exógenos y la litología, es decir, la competencia de la roca ante los procesos erosivos (Lugo, 2011).

En otro extremo, la influencia de los procesos endógenos se ve reflejada en la dinámica exógena del relieve, por tal motivo se usan parámetros morfométricos para caracterizar la intensidad de los primeros. Resultado de esta dinámica existe una amplia variedad de formas del relieve, entre las que destacan los bloques tectónicos, limitados por profundos valles, facetas triangulares y laderas escarpadas, todos estos elementos se interpretaron en mapas topográficos siguiendo los criterios geomorfológicos establecidos por: Lugo, 1988; Orlova, 1975, 1981; Simonov, 1972, 1999; y, Zamorano, 1990.

Como complemento al análisis que se realiza se integra la información geológica y tectónica, de esta manera es posible elaborar una tipificación morfotectónica, la cual se apoya en los principios del análisis geomorfológico: agente, proceso y forma.

El análisis morfométrico tiene el fin de resaltar rasgos geomorfológicos y estructurales del relieve, la espacialidad de estos elementos permite reconocer arreglos tectónicos e incluso deducir procesos modeladores que intervienen en la evolución del relieve. En este marco hay que decir, que las estructuras disyuntivas condicionan en gran medida la actividad erosiva fluvial.

Las fallas se consideran roturas de la corteza terrestre, a lo largo de las cuales, se observa un desplazamiento, hecho que puede ser identificado a partir de la configuración del drenaje e incluso se puede establecer su movimiento. En la interpretación de estos elementos se suma el análisis de curvas de nivel bajo criterios geomorfológicos establecidos por Orlova (1975, 1981) y Simonov (1972, 1999), además de morfolineamientos (rectitud y continuidad bajo una misma dirección de valles, parteaguas, escarpes, domos de compresión, cuencas de tracción, entre otros). Las fracturas se consideran como una ruptura en donde no existe

movimiento, se pueden reconocer por rectitudes en los ríos y deflexiones que en la mayoría de los casos reflejan una traza ortogonal.

La morfología asociada con fallas, fracturas y lineamientos es el punto de partida de este trabajo. Si bien, en la zona de estudio se ha reconocido por métodos geológicos y gravimétricos la existencia de la Falla Oaxaca, se han identificado numerosas estructuras de este tipo por métodos geomorfológicos, el arreglo de cada una de ellas se refleja en los bloques tectónicos que representa el objeto de estudio de esta investigación.

Cabe destacar que se usó el concepto de falla cuando existe evidencia geomorfológica de movimiento (un morfolineamiento, una expresión morfológica y una determinada configuración de curvas de nivel); por otro lado, cuando no tenemos evidencia geomorfológica de algún desplazamiento se usa el concepto de fractura. Con respecto a los morfolineamientos y relieves específicos se usan en el momento que son identificados, todos los criterios usados en este trabajo se respaldan en artículos y libros que aparecen en la bibliografía

La cartografía que a continuación se analiza para el fin mencionado, contiene mapas de altimetría, inclinación del terreno; profundidad y densidad de la disección y energía del relieve.

3.1 Altimetría

El objetivo de este método es simplificar la información topográfica, a partir de un mapa en donde se representa la espacialidad de contrastes y pisos altitudinales, estos elementos permiten delimitar unidades mayores del relieve. En cada una de ellas, existe una relación entre la génesis del relieve, los procesos y el control estructural (fallas).

En la elaboración del mapa altitudinal se utilizaron los datos vectoriales del Instituto Nacional de Geografía y Estadística, de dos cartas topográficas escala 1:50 000 con intervalos entre curvas de nivel de 20 metros (San Francisco Telixtlahuaca, E14D37; Santa Catarina Ixtepeji, E14D38).

El proceso dio inicio con el trazo de una cuadrícula de 1 Km² (escala 1:50 000) y se obtuvo el valor altitudinal de cada punto de intersección. Una vez hecho, se utilizó el SIG Arcgis 10.2.2 y la herramienta Natural Neighbor. La información fue procesada y dio como resultado cuatro mapas altimétricos con distintos rangos (7, 10, 15 y 20). Cada uno de ellos se analizó junto con el mapa topográfico, con el fin de seleccionar el que reflejara de mejor manera los valles principales, los afluentes, planicies fluviales, continuidad y cambio en la dirección de los valles, así como, la morfología de los parteaguas. De esta manera, el mapa que agrupa los valores en 10 rangos fue el elegido (Fig. 13).

Con la intención de caracterizar las formas del relieve en función de su distribución altitudinal, se realizó un análisis preliminar de la morfología y las distintas cuencas fluviales en la zona de estudio, a partir de la identificación de los parteaguas principales, lo que dio como resultado cuatro regiones. De ellas, sólo una corresponde con la región hidrológica del río Las Vueltas. En el trazo de las tres restantes, se han interrumpido o sumado sistemas fluviales, ya que el objetivo de delimitación ha sido la expresión del relieve.

De esta manera, se delimitaron cuatro zonas que se han nombrado como unidades morfoestructurales mayores, cada una de ellas refleja el vínculo entre la altitud, la influencia de las fallas en los procesos de modelado y la morfología.

Las unidades del relieve identificadas son las siguientes, y su nombre está en función de sus características altitudinales y morfoestructurales (Fig. 13).

Unidades Morfoestructurales Mayores:

- I. Fosa asimétrica, pilar-cúpula y fosa simétrica.
- II. Pilares-fosas simétricas, pilares en cúpula y bloques en gradería simétricos.
- III. Pilares asimétricos y en cúpula – sistema de horst-graben asimétrico y pilar sedimentario (cresta aislada).
- IV. Pilares asimétricos y sistema de horst-graben.

I. Fosa asimétrica, pilar-cúpula y fosa simétrica

Se localiza en el extremo occidental y centro-sur de la zona de estudio, en un rango de altitud que varía entre 1 400 y 2 700 msnm, por lo que la amplitud del relieve es de 1 300 m. Este territorio forma parte de la cuenca alta de los ríos San Antonio (noroeste) y Atoyac (suroeste) (Fig. 13). La morfología en general es de lomeríos y montañas medias, al localizarse en la periferia de un relieve montañoso podría asociarse a un relieve de premontaña.

En el sector centro-sur el relieve es de montaña, alcanza los 3 200 msnm y la amplitud del relieve es de 1 800 m. Esto quiere decir que el potencial erosivo tiene reflejo en la existencia de profundos valles que sostienen un arreglo fluvial dendrítico denso y con un control estructural que se hace evidente en cambios de dirección de los cursos en ángulos de 90° (Fig. 13).

Los ríos San Antonio y Atoyac representan la zona más deprimida de esta unidad, han desarrollado valles profundos y planicies fluviales estrechas que se disponen entre las montañas (Fig. 13). Los cauces principales conectan numerosos afluentes, característica que pone en evidencia un territorio expuesto durante mucho tiempo a procesos de erosión fluvial. Este hecho lo confirma la existencia de un parteaguas sinuoso y en algunos puntos fragmentado, que se dispone sobre la cima de montañas de baja altitud intercalados con lomeríos en la cercanía de los valles intermontanos.

La influencia de las fallas sobre este territorio se observa en el control de todos sus ríos, la presencia de valles rectilíneos y la integración de afluentes principales a sus cauces en ángulos de 90°. De esta manera, se puede decir que el arreglo estructural es ortogonal. En general, esta zona representa un sector donde la premontaña decrece e inicia el relieve montañoso.

II. Pilares-fosas simétricas, pilares en cúpula y bloques en gradería simétricos

Los rangos altitudinales que se presentan en esta unidad varían de 1 000 a 3 200 msnm, por lo que la amplitud del relieve es de 2 200 m, este hecho favorece la existencia de una variada morfología erosiva en toda esta unidad. Este sector forma parte de la cuenca alta del río Las Vueltas. En estos terrenos existe una relación muy estrecha entre la erosión y el control

estructural, los ríos presentan cursos rectilíneos por decenas de kilómetros y cambian su dirección en ángulos de 45° a 90° , estas características se vinculan con la presencia de la falla Oaxaca (N-S), del mismo modo, se observan estructuras circulares, con radios que varían entre 1.5 y 7.5 km, la mayoría de ellas se localizan en la porción central de este territorio.

El río Las Vueltas representa la frontera entre dos morfologías distintas, la oeste está vinculada con la unidad morfoestructural anterior. Su altitud varía entre 1 000 y 2 700 msnm en una distancia de 10 km, desde el valle principal hasta la zona cumbral (dato promedio) (Fig. 13). El relieve es de lomeríos en el sector medio y de montañas medias muy erosionadas, las morfologías en este territorio corresponden a valles profundos con numerosos saltos de cabecera y circos erosivos activos. La porción más distal de este sector, es un frente montañoso que tiene desarrollo entre los 1 600 y 2 000 msnm, y se caracteriza por la existencia de facetas triangulares y trapezoidales, estructuras vinculadas con la dinámica de la falla Oaxaca.

El sector oriental corresponde a un relieve montañoso, cuya altitud varía entre 1 000 y 3 200 msnm, este hecho pone de manifiesto una intensa erosión fluvio-gravitacional, vinculado al desarrollo de profundos valles con un patrón dendrítico denso- anular. El trabajo de los cauces sobre las laderas es intenso, con numerosos saltos de cabecera que evidencian una erosión remontante activa que en las cimas favorece la formación de circos fluviales erosivos, en donde son frecuentes procesos gravitacionales.

Estas características hacen que los parteaguas de este sector sean sinuosos, lo que se puede interpretar a partir de un prolongado tiempo de exposición de la estructura, a la erosión fluvio-gravitacional. La vertiente oriental del arroyo Las Vueltas presenta una morfología similar a la opuesta.

Por último, cabe señalar que el sector oriental se encuentra aislado de la estructura montañosa principal. En el primer caso, toda la estructura define una media luna y a su interior estructuras concéntricas, este hecho hace que los parteaguas sean una sucesión de curvas que están separadas de la divisoria continua y sinuosa de la Sierra de Juárez, localizada al oriente. La explicación de este hecho con seguridad se puede atribuir a los mecanismos dinámicos de la falla Oaxaca sobre este territorio.

III. Pilares asimétricos y en cúpula – sistema de horst-graben asimétrico y pilar sedimentario (cresta aislada)

Se localiza en el sector sureste del área de trabajo, en una altitud que varía de 1 200 a 3 200 msnm, la amplitud del relieve en una distancia promedio de 10 km alcanza los 2 000 m, característica que tiene reflejo en un relieve modelado por la acción fluvial y controlado por fallas y fracturas con arreglo ortogonal.

Este territorio forma parte de la cuenca alta del río Quiotepec, en este sector el drenaje ha desarrollado un patrón dendrítico muy denso con un control estructural intenso. En el sector más deprimido se han desarrollado angostas planicies intermontanas, que favorecen diseños fluviales meandricos y al mismo tiempo funcionan como un nivel de base local. Hay que mencionar que estas superficies de acumulación son rectilíneas por varios kilómetros y presentan cambios en su orientación de 90°, otra morfología que también está presente es la *encajonada*, como respuesta a la disposición ortogonal de las disyunciones.

El relieve que predomina es de montaña, sin embargo, el río Quiotepec divide dos morfologías distintas (montañas continuas y aisladas). Al este, se observa una sucesión montañosa con una altitud que varía entre 1 200 y 2 700 msnm. La morfología de esta zona se puede caracterizar por la existencia de valles profundos, cuyos afluentes han alcanzado las cumbres, hecho que se reconoce por la existencia de parteaguas sinuosos. Hay que mencionar que el control de las fallas sobre la acción fluvial se deduce a partir de los lineamientos de cauces, cambios de dirección en *bayoneta* y frentes montañosos con facetas trapezoidales y triangulares (Fig. 13). La altitud que presenta este sector con respecto a su opuesto es menor, como consecuencia de una dinámica fluvio-gravitacional intensa.

El sector occidental corresponde a un relieve montañoso, presenta una altitud entre 1 200 y 3 200 msnm, este hecho se vincula con el potencial erosivo asociado al desarrollo de valles profundos que se arreglan en un patrón dendrítico denso y controlado por la existencia de una densa red de fallas. En este marco, hay que señalar que el trabajo de los cauces sobre las laderas es intenso, lo que favorece el desarrollo de circos fluviales en las porciones más elevadas y con ello, se favorece una dinámica remontante sobre las cimas. Estas características modelan un parteaguas sinuoso, resultado de un largo periodo de exposición de la estructura a la erosión fluvio-gravitacional.

IV. Pilares asimétricos y sistema de horst-graben

Se localiza en el sector noreste del área de estudio, con una altitud que varía entre 1 200 y 3200 msnm, por lo que la amplitud del relieve es de 2 000 m, características que favorecen el desarrollo de morfologías erosivas variadas, todas ellas asociadas a procesos fluvio-gravitacionales.

Esta unidad es parte de la cuenca alta del río Quiotepec, cuyo patrón de drenaje es dendrítico denso con presencia de valles rectilíneos, a los que llegan numerosos afluentes que se conectan en ángulos de 90°, como respuesta a la existencia de un arreglo ortogonal rectilíneo. En las porciones donde los valles son más profundos existen pequeñas llanuras intermontanas, en donde el río principal adopta un diseño meándrico, no obstante, el control estructural se observa en la profundidad y en la rectitud de los valles principales.

El valle principal (río Quiotepec), representa la frontera entre dos morfologías distintas. La primera de ellas corresponde a la sección oriental, cuya altitud varía entre 1 200 y 2 900 msnm en una distancia de 7 km, desde el valle principal hasta la zona cumbral (dato promedio). El relieve corresponde a una ladera de frente montañoso interrumpido por la acción fluvial, en donde el trabajo erosivo de los afluentes, ha desarrollado una sucesión de facetas triangulares y en los terrenos cumbrales se han emplazado amplios circos erosivos activos.

Por otro lado, la sección occidental tiene una altitud entre 1 200 y 3 200 msnm, la amplitud del relieve es de 2 000 m lo que favorece la existencia de un potencial erosivo activo, que se observa en profundos valles, con numerosos afluentes dispuestos en un patrón dendrítico con un marcado control estructural.

Los terrenos interfluviales están interrumpidos por profundos valles resultado de una dinámica fluvio-gravitacional intensa, favorecida por la existencia de numerosos y activos saltos de cabecera (erosión remontante) y fallas. Estas condiciones no favorecieron la continuidad de los parteaguas y como consecuencia las montañas se presentan aisladas a manera de pilares.

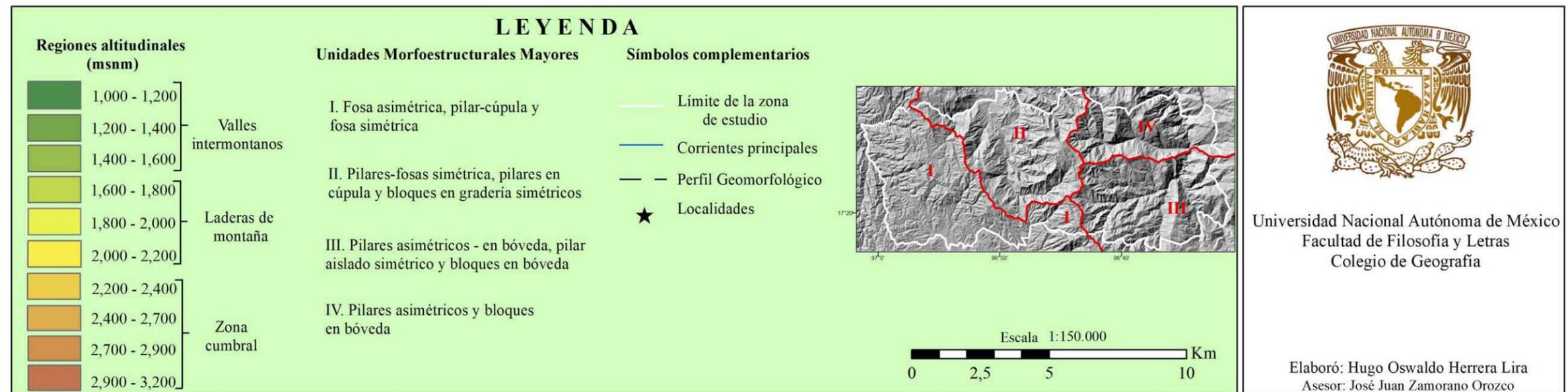
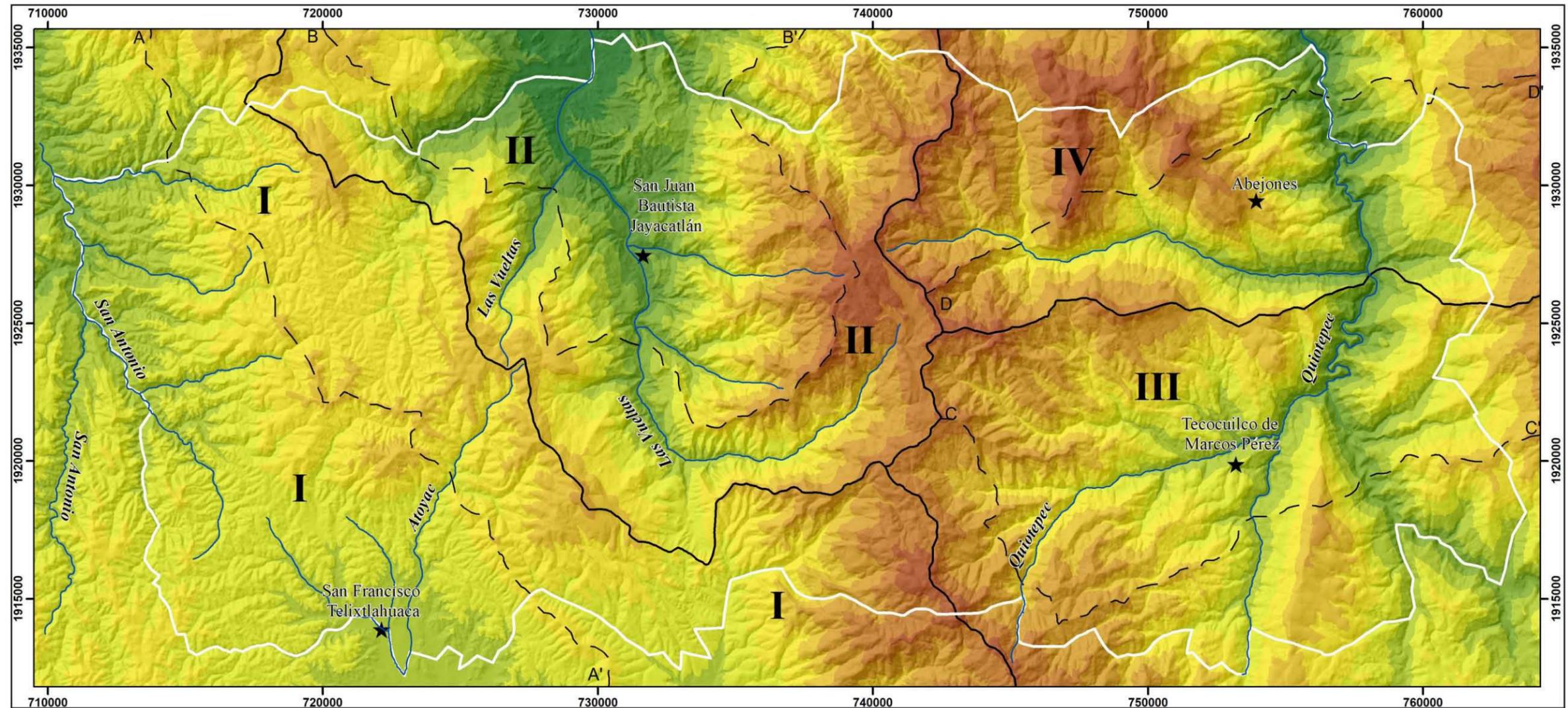


Figura 13. Mapa altimétrico, en donde se hacen evidentes las regiones morfológicas mayores.

3.1.1 Perfiles altimétricos-morfotectónicos

Si bien, el análisis altimétrico hizo evidente la región cumbral, laderas de montañas y los valles intermontanos en la zona de estudio, no es posible relacionar la espacialidad de las estructuras disyuntivas (fallas y fracturas) y su influencia en la morfología y el arreglo del relieve de acuerdo a la propuesta de Kostenko (1985). Por esta razón, se decidió explorar una lectura diferente de los datos altitudinales a través de cuatro perfiles topográficos, con el objetivo de detallar las características estructurales al interior de cada región.

El análisis de las regiones morfoestructurales se hizo a partir de cortes topográficos trazados sobre el parteaguas principal de cada región, todos ellos con una exageración vertical ocho veces superior al eje horizontal, con el fin de identificar las principales morfologías. Cabe mencionar que la interpretación de cada corte se hizo bajo los criterios de Hernández-Santana, et. al. (1994).

I. Fosa asimétrica, pilar-cúpula y fosa simétrica

La primera unidad morfoestructural corresponde al perfil A-A', el cual se trazó cubriendo la mayor parte de esta región y en dirección longitudinal al parteaguas principal. Las de tal modo que, las estructuras que se identificaron le dan el nombre a este sector: Fosa asimétrica, pilar cúpula y fosa simétrica (Fig. 14).

El primer sector del perfil corresponde a una fosa tectónica vinculada a un afluente del río San Antonio, en donde los movimientos distensivos sumados con la acción erosiva fluvial, han definido una geometría irregular. El flanco izquierdo presenta una mayor altura que el derecho, con una diferencia de 200 m, y del mismo modo, presenta un mayor número de escarpes de falla, razón por la cual se considera una estructura asimétrica. Una posible causa de la expresión desigual, es la litología de la ladera más alta (calizas, lutitas y areniscas), al parecer es más resistente a la erosión que la vertiente opuesta constituida por rocas metamórficas antiguas (gneis).

El sector central del perfil es una estructura pilar-cúpula, disectada por la acción fluvial de manera uniforme y constante, esto se interpreta por la existencia de interfluvios simétricos con altitud semejante (2 300 – 2 330 msnm).

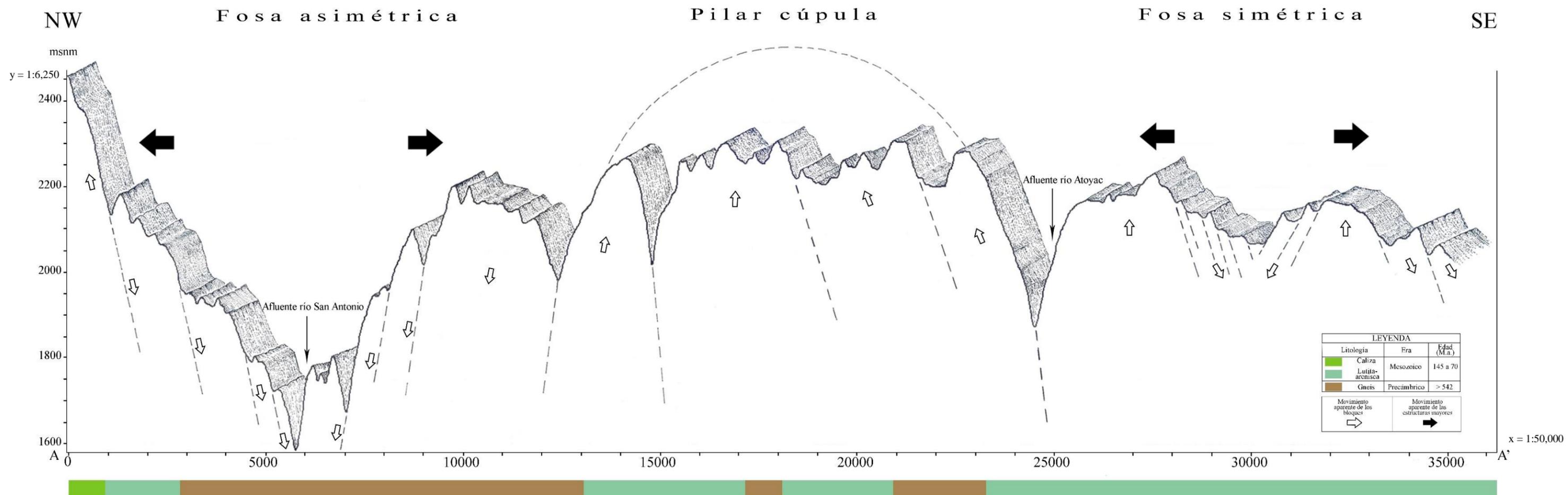


Figura 14. Perfil geomorfológico A-A', correspondiente a la unidad morfoestructural I: Fosa asimétrica, pilar en cúpula y fosa simétrica.

Los límites de esta estructura están definidos por fallas, lo que ha facilitado la erosión vertical de los ríos, este proceso ha modelado vertientes convexas que definen una estructura en bóveda, aunque la parte cumbral ya no exista (geometría convexa). La litología no tiene una relación directa con el desarrollo de barrancos profundos, la existencia de estos relieves se vincula con las estructuras disyuntivas que controlan la morfología y la disección de los cauces.

El último sector del perfil corresponde a una fosa tectónica menor, de geometría simétrica lo que hace pensar que la competencia a la erosión de las rocas (calizas y lutitas-areniscas) que componen sus flancos es la misma, los escarpes que existen a su interior son de falla y se encuentran modelados por la acción fluvio-gravitacional, esta estructura corresponde a un afluente del río Atoyac.

II. Pilares-fosas simétricas, pilares en cúpula y bloques en gradería simétricos

El perfil B-B' siguió los criterios mencionados en el apartado anterior y de esta forma se identificaron las estructuras de valles y cimas más representativas, lo que dio nombre a esta unidad: Pilares-fosas simétricas, pilares en cúpula y bloques en gradería simétricos (Fig. 15).

El primer sector se integra por una sucesión de pilares y fosas, en donde se identifican tres estructuras divididas por afluentes del río Las Vueltas, todas ellas modeladas por la erosión fluvial, lo que ha generado un arreglo simétrico de su geometría. En este marco, se observa una dinámica distensiva sobre los valles, lo que favorece la incisión de los cauces y el desarrollo de los mismos. La formación de escarpes sobre las laderas, se relaciona con estructuras disyuntivas, todas ellas modeladas por acción fluvial y gravitacional. Su límite oriental es la falla Oaxaca.

La falla Oaxaca es la frontera occidental del sector central denominado pilares en cúpula (Fig. 15), el perfil ha sido trazado sobre la cumbre de un promontorio montañoso en herradura.

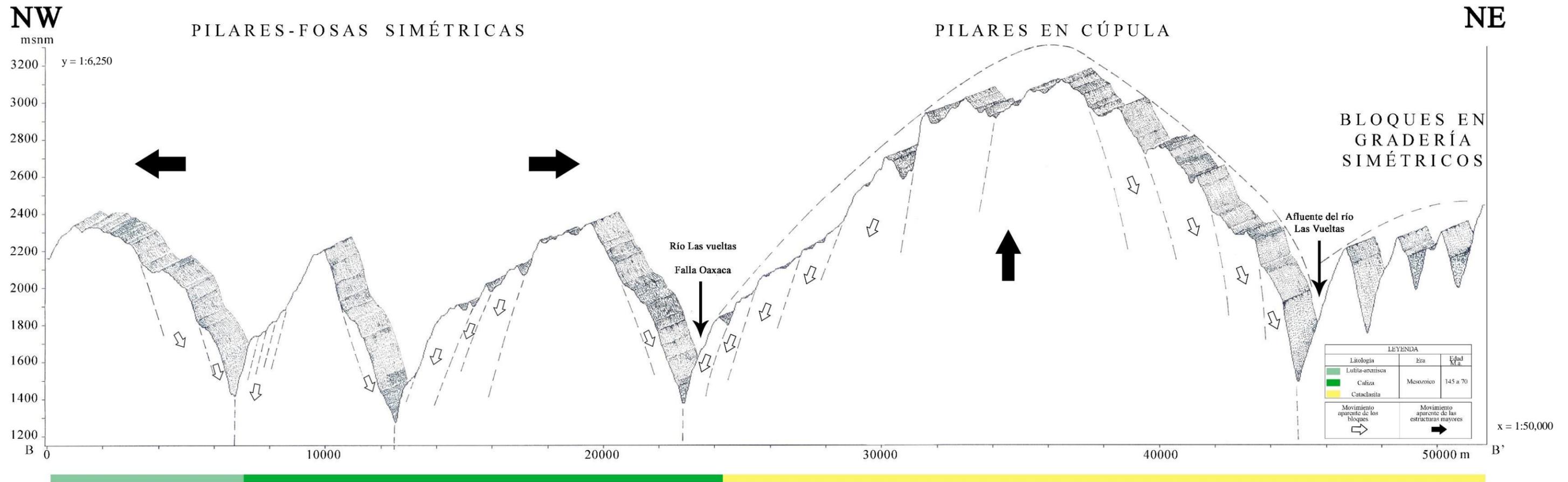


Figura 15. Perfil geomorfológico B-B', correspondiente a la unidad morfoestructural II: Pilares-fosas simétricas, pilares en cúpula y bloques en gradería simétricos.

Al interior de esta unidad los drenajes adoptan diseños anulares que en conjunto definen semicírculos, es probable que se trate de fallas anulares asociadas al emplazamiento de un cuerpo intrusivo, esto explicaría su morfología en cúpula. Con esta hipótesis se explica la presencia de cataclasitas, que es una roca que se asocia a un metamorfismo de contacto asociado con el movimiento de fallas.

La morfología de cúpula resultado del proceso descrito, está segmentada en sus bordes por bloques angostos, cada uno de ellos se asocia a una falla normal, hacia la cima la fragmentación disminuye y se pueden observar dos estructuras bloque, hay que mencionar que la existencia de procesos gravitacionales y la erosión-acumulación fluvial, ha disimulado la morfología del domo.

El último sector corresponde a un conjunto de bloques en gradería, todos ellos con una geometría simétrica, como resultado del trabajo erosivo-gravitacional durante distintos episodios dinámicos sobre un mismo sustrato y corresponden a lo que hemos denominado como montañas medias.

III. Pilares asimétricos y en cúpula – sistema de horst-graben asimétrico y pilar sedimentario (cresta aislada)

El perfil C-C' se trazó siguiendo el parteaguas y se cruzaron algunos valles, esto con el fin de hacer evidente el arreglo estructural de grandes unidades del relieve, en este caso corresponde a: Pilares asimétricos y en cúpula – sistema de horst-graben asimétrico y pilar sedimentario (cresta aislada) (Fig. 16).

La primera parte del perfil se subdivide a su vez en dos sectores, el primero de ellos (pilares asimétricos y en bóveda), forma parte del complejo montañoso de la Sierra de Juárez y corresponde a una sucesión de pilares con morfología y elevación desigual, todos ellos vinculados con antiguas aureolas de metamorfismo (cataclasitas), modeladas por la acción erosivo fluvial, lo que da como resultado profundos valles de laderas abruptas en donde predomina la dinámica fluvio-gravitacional.

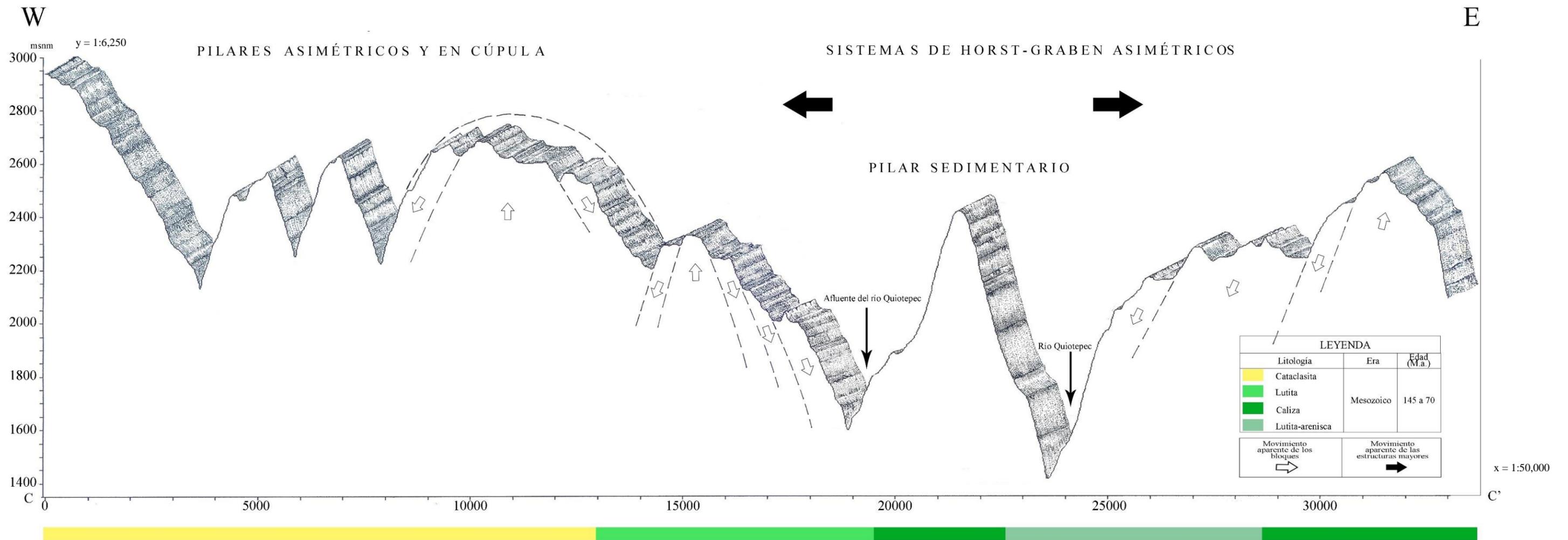


Figura 16. Perfil geomorfológico C-C', correspondiente a la unidad morfoestructural III: Pilares asimétricos y en cúpula – sistema de horst – graben asimétrico y pilar sedimentario (cresta aislada).

El segundo sector de la primera parte del perfil, corresponde a una estructura de horst-cúpula, en donde su morfología está condicionada por la existencia de fallas normales, lo que ha favorecido un arreglo escalonado. Este sector representa una extensión del conjunto montañoso principal.

La segunda parte del perfil se identificó como un sistema de horst-graben (N-S), corresponde a una fosa tectónica cuya morfología está modificada por la acción fluvial. Esta estructura se compone de lutitas, calizas y areniscas (Cretácico Temprano y Tardío), en donde la existencia de una cresta sedimentaria (calizas) interrumpe su continuidad hacia el sur.

IV. Pilares asimétricos y sistema de horst-graben

El perfil D-D' se trazó cubriendo la mayor parte de la zona de estudio y tiene el fin de identificar el arreglo estructural de este sector, esta característica le dio el nombre de Pilares asimétricos y sistema de horst-graben (Fig. 17).

La primera sección es una sucesión de pilares, en donde se identifican tres estructuras divididas por afluentes del río Quiotepec, mismas que han modificado su morfología producto de la erosión fluvial-gravitacional, lo que ha favorecido un arreglo asimétrico de su geometría. La formación de escarpes sobre sus flancos, se vincula con la presencia de estructuras disyuntivas con un arreglo ortogonal, lo que facilita la incisión de sus cauces.

Por otro lado, la dinámica distensiva sobre el valle principal, favorece el desarrollo de una fosa tectónica de morfología asimétrica, en donde el flanco occidental se destaca por una ladera escarpada. Al tratarse de un mismo sustrato (rocas detríticas y carbonatadas), su morfología se explica a partir de la presencia de fallas modeladas por acción fluvio-gravitacional. De esta manera, el flanco oriental se caracteriza por una morfología de frente montañoso, el cual se ve interrumpido por el río Quiotepec.

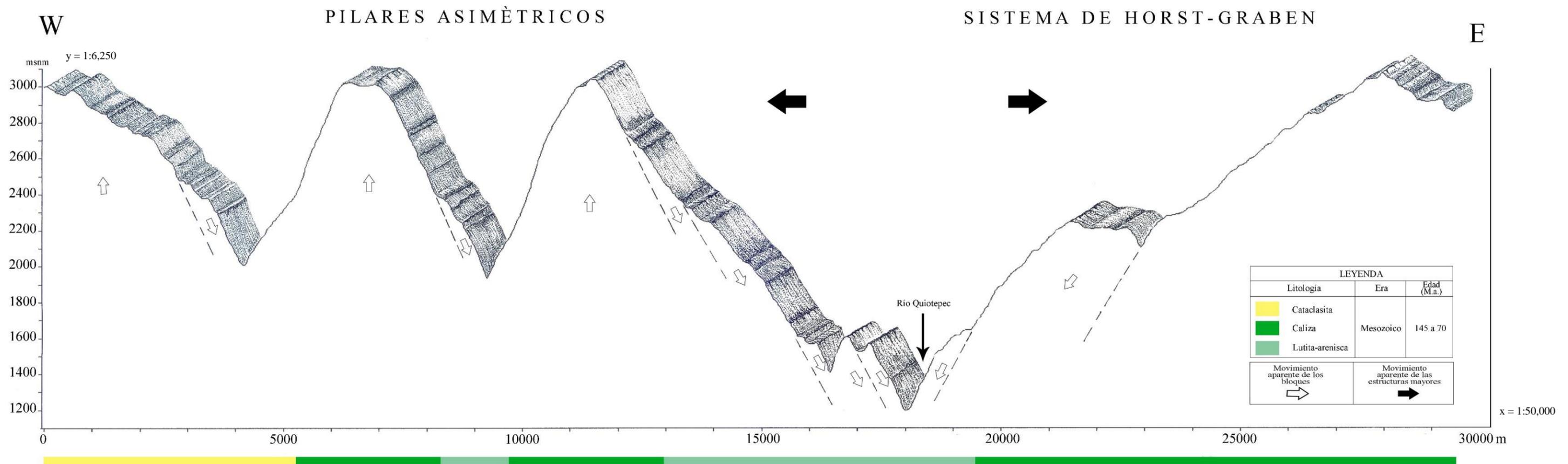


Figura 17. Perfil geomorfológico D-D', corresponde a la unidad morfoestructural IV: Pilares asimétricos y sistema de horst-graben.

3.2 Inclinación del terreno

Este método tiene el objetivo de representar y clasificar las laderas en grados de pendiente (rangos), con el fin de establecer la relación entre la dinámica de la ladera, su morfología y arreglo. Esta cartografía permite caracterizar el relieve, reconociendo superficies susceptibles a desarrollar procesos erosivos y gravitacionales (Quesada-Román, 2016).

Esta cartografía se elaboró con la información vectorial topográfica de INEGI (2014), a través de un Sistema de Información Geográfica (Arcgis 10.2.2) se procesó la información a partir de la extensión *Slope*. De esta manera, se obtuvieron cinco mapas con diferentes rangos de pendiente (7, 10, 15, 20), cada uno de ellos se analizó junto con el mapa topográfico y el altitudinal, con el fin de elegir el que mejor representara el relieve (ríos, afluentes, lineamientos, planicies, frentes montañosos, rupturas de pendiente, superficies interfluviales), el mapa seleccionado fue el de 10 rangos (Fig. 18). De esta manera se analizaron las inclinaciones del terreno en cada unidad morfoestructural, y del mismo modo, se interpretó el vínculo entre la morfología, la dinámica y los rasgos estructurales.

I. Fosa asimétrica, pilar-cúpula y fosa simétrica

Esta unidad ocupa el sustrato más antiguo de la zona de estudio (gneises del Precámbrico), la morfología de montañas medias y lomeríos que reflejan periodos de erosión muy largos, hecho que tiene reflejo en la homogeneidad del relieve, el rango que predomina varía entre 10° y 23° de inclinación.

En este territorio se localizan las cabeceras de los ríos San Antonio y Atoyac. Al ser la cuenca alta, se esperaría una mayor inclinación del terreno y procesos erosivos intensos, sin embargo, el mapa que se analiza y el altimétrico, reflejan todo lo contrario. La explicación de este hecho, se asocia al tiempo de exposición de esta superficie a los procesos de erosión y a la competencia del material a ser removido por los ríos.

En el sector occidental, existen inclinaciones $> 35^\circ$ en laderas de valles profundos que, por su rectitud y disposición ortogonal, se deduce la existencia de fallas. Existen otros rasgos asociados a las estructuras disyuntivas, entre ellos se reconocen frentes montañosos, llanuras

aluviales rectilíneas y superficies interfluviales interrumpidas, en todas estas formas, los rangos de pendiente varían entre 3° y 15° de inclinación.

II. Pilares-fosas simétricas, pilares en cúpula y bloques en gradería simétricos

Este territorio se localiza en la cuenca alta del río Las Vueltas y forma parte de una angosta llanura aluvial de morfología sub-horizontal, sus rangos de pendiente varían entre 3° y 15° de inclinación. El cauce presenta numerosos cambios en su dirección (N-NW ; N-S y E-W), hecho que se vincula a un control estructural de la Falla Oaxaca y de otras que están presentes a lo largo del curso del fluvio. Esta región representa la frontera entre dos morfologías distintas, en donde los valores de inclinación del terreno, también varían.

El sector occidental, se caracteriza por un relieve de montañas medias con un amplio frente montañoso, donde predominan valores de inclinación entre 15° y 23°. La porción más distal de este sector corresponde a una sucesión de facetas triangulares, todas ellas asociadas a la corriente principal. En este marco, hay que mencionar que las laderas de valle ocupan los valores de pendiente más altos (> 30° de inclinación), razón por la que se observan numerosos escarpes, todos ellos vinculados al potencial erosivo, así como la influencia de numerosas fallas en este territorio con un arreglo ortogonal.

La porción oriental corresponde a un relieve montañoso, en el cual, la presencia de estructuras disyuntivas define una configuración heterogénea del terreno. Este sector llama la atención por la presencia de un escarpe de falla con dirección preferencial N-S (Falla Oaxaca).

La primera de ellas concentra valores bajos (entre 10° y 23°) y se caracteriza por una morfología montañosa de poca altura en donde se intercalan lomeríos. En estos terrenos la pendiente aumenta de manera gradual, de tal manera que los interfluvios definen una morfología plana.

Por otro lado, la zona de montaña contiene valores de pendiente que van de 15° a >35° de inclinación, lo que pone de manifiesto el potencial erosivo vinculado al desarrollo de profundos valles, con un patrón dendrítico denso. Las laderas inclinadas (>35°) son reflejo del intenso trabajo erosivo fluvial, lo que favorece el desarrollo de circos erosivos activos y

con ello una dinámica remontante sobre la cima. Estas características han provocado que el interfluvio posea una morfología *festoneada*. En este territorio las inclinaciones más bajas se localizan en la zona cumbral (3° - 5°) y en los fondos de valle (10° - 23°).

III. Pilares asimétricos y en cúpula – sistema de horst-graben asimétrico y pilar sedimentario (cresta aislada)

El relieve en este territorio es de montaña y forma parte de la cuenca alta del río Quiotepec. Las características de esta unidad tienen relación con un intenso trabajo erosivo fluvial, así como la presencia de estructuras disyuntivas, todas ellas con un arreglo ortogonal.

La planicie aluvial intermontana del río Quiotepec presenta los valores más bajos de pendiente ($<3^{\circ}$ - 10°), se trata de una angosta llanura sub-horizontal en la cual se ha desarrollado un patrón meándrico. El valle principal divide dos secciones con características de inclinación particulares. La porción oriental se caracteriza por una sucesión de valles profundos con pendientes superiores a 30° de inclinación, en donde se hace evidente la dinámica erosiva gravitacional, así como, un fuerte control estructural vinculado a lineamientos de cauces y desarrollo de facetas trapezoidales-trianguulares. Por otro lado, la zona cumbral ocupa rangos menores de pendiente (5° - 20°), lo que da como resultado morfologías con geometría recta, en donde la dinámica remontante ha modelado parteaguas sinuosos.

El sector occidental es parte de la Sierra de Juárez, se trata de un relieve montañoso. La actividad erosiva en este territorio tiene reflejo en la existencia de profundos valles de fondo plano (3° - 5° promedio) controlados por una densa red de fallas, lo que pone de manifiesto un fuerte control estructural. En las cabeceras han tenido desarrollo amplios circos fluviales activos, con 35° de inclinación en las laderas que integran el anfiteatro. En cuanto a los interfluvios hay que mencionar que son amplios, planos y con una inclinación que varía entre 10° y 20° .

IV. Pilares asimétricos y sistema de horst-graben

Esta unidad corresponde a un relieve montañoso, en donde predominan morfologías erosivas variadas, circos erosivos, escarpes, saltos de cabecera, profundos valles intermontanos de fondo plano, facetas trapezoidales-trianguulares e interfluvios sinuosos-festoneados, todas estas formas, se vinculan con pronunciadas inclinaciones del terreno. Este sector forma parte de la cuenca alta del río Quiotepec y su principal característica es la presencia de un angosto valle de fondo plano (sub-horizontal), en donde la pendiente varía de 3° a 10° .

La primera se localiza en el sector oriental, se trata de un relieve montañoso limitado por un frente que es parte de una ladera fluvial profunda, está interrumpido por un sistema de afluentes que al conectarse con el valle principal (río Quiotepec), favorece el desarrollo de facetas triangulares, en donde la pendiente del terreno varía entre 30° y $>35^\circ$ de inclinación. En los terrenos cumbrales predominan geometrías rectas, por lo tanto, su pendiente general es homogénea con un rango de 10° - 23° de inclinación, el cual aumenta de manera gradual en medida que se aproxima a las laderas.

El sector occidental se caracteriza por una zona montañoso con importantes desniveles de altura, lo que da como resultado una mayor variedad de formas erosivas, todas ellas vinculadas a la influencia de estructuras disyuntivas con un arreglo ortogonal denso. Las laderas en este territorio son escarpadas, cuya inclinación del terreno supera los 35° , características que permiten asegurar la existencia de un trabajo erosivo gravitacional activo.

Los terrenos cumbrales se caracterizan por una geometría recta, con valores de pendiente entre 10° y 23° , no obstante, la existencia de numerosos circos erosivos interrumpe la continuidad de los parteaguas y definen interfluvios bajos con morfología aguda.

El mapa de inclinación del terreno permitió, de forma indirecta, hacer una aproximación a la localización de procesos fluviales y gravitacionales, así como su vínculo con el diseño disyuntivo. Esta asociación pone de manifiesto las zonas con mayor actividad de lo que hemos denominado como procesos fluvio-gravitacionales.

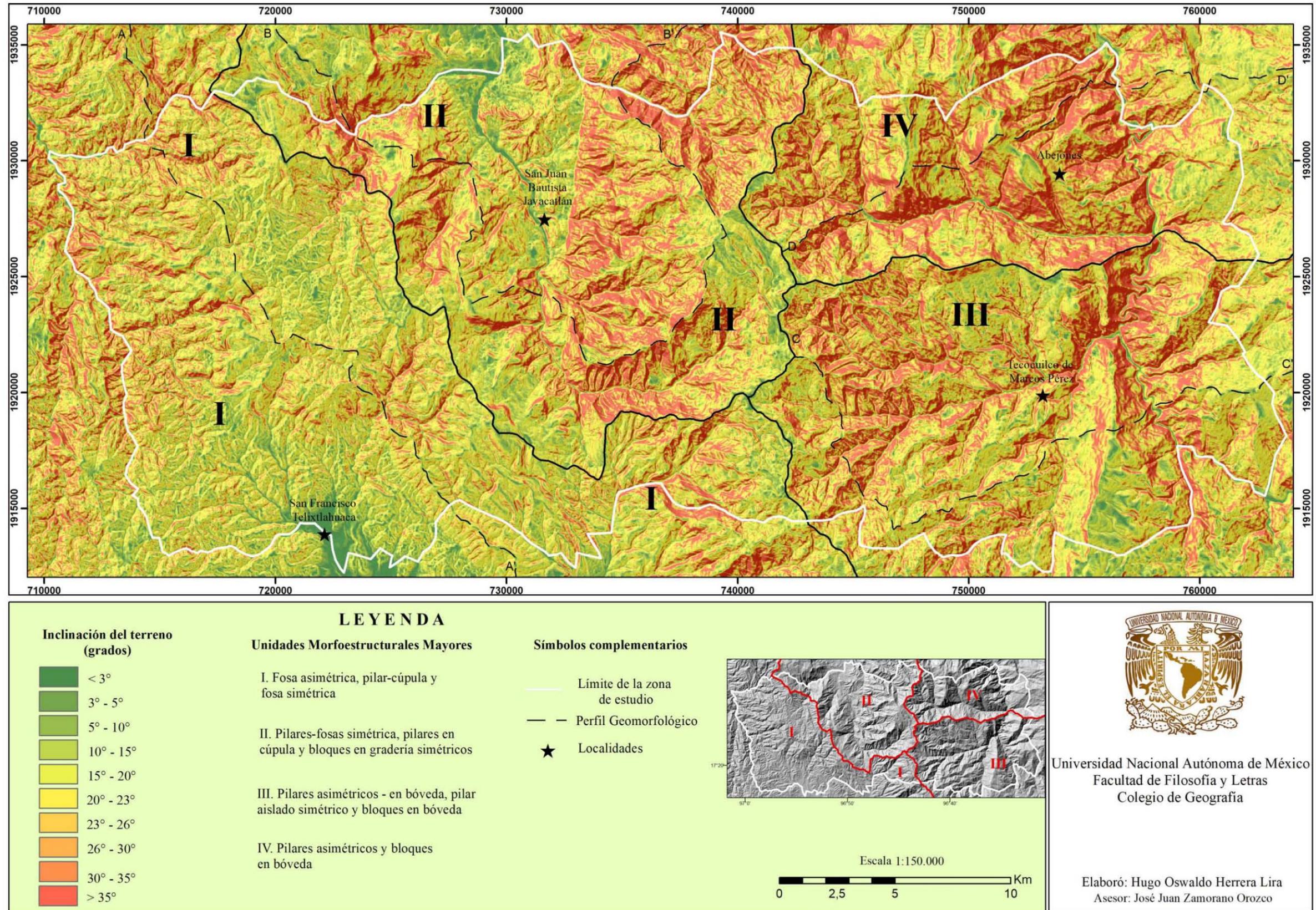


Figura 18. Inclinación del terreno. Muestra la distribución espacial de los rangos de pendiente.

3.3 Densidad de la Disección

A través de esta cartografía se identifican terrenos donde la erosión fluvial es más intensa, esta información es más cercana a la realidad, en la medida que se suman otros elementos para su interpretación. La presencia de ríos la condiciona la permeabilidad de la roca, fallas, contactos geológicos, inclinación del terreno y morfología, además de las características climatológicas. De esta manera se hace posible analizar los elementos que condicionan la existencia de drenaje.

El método utilizado en la elaboración de esta cartografía dio inicio con la interpretación del mapa topográfico escala 1:50 000; bajo un criterio geomorfológico, se trazaron las corrientes fluviales, estas se vectorizaron a través de un SIG (Arcgis 10.2.2) y de esta manera se calculó la longitud total de los cauces en áreas de 1 km², el valor obtenido fue registrado en una base de datos, su interpolación se realizó a través de la herramienta *Natural Neighbor* (Arcgis 10.2.2).

Con la información anterior se generaron cuatro mapas, cada uno de ellos agrupaba los datos morfométricos en distintos rangos. De ellos se eligió el que representara de forma clara la actividad erosiva fluvial, con las características morfológicas observadas en el mapa topográfico, bajo este criterio, se eligió el mapa con los siguientes rangos: < 5, 5-7 y > 7 km/km² (Fig. 19).

La interpretación del mapa de densidad de disección se realizó por medio de los perfiles topográficos que representan las morfoestructuras, en donde, a partir de su misma trayectoria se capturaron los valores de densidad de cauces. En este proceso se obtuvieron cuatro gráficos, estos serán interpretados con sus equivalentes de profundidad de la disección y energía del relieve.

De esta manera, cada unidad morfoestructural (Fig. 14, 15, 16 y 17), estará acompañado de tres graficas con índices morfométricos; este será el punto de partida de la interpretación geomorfológica indirecta.

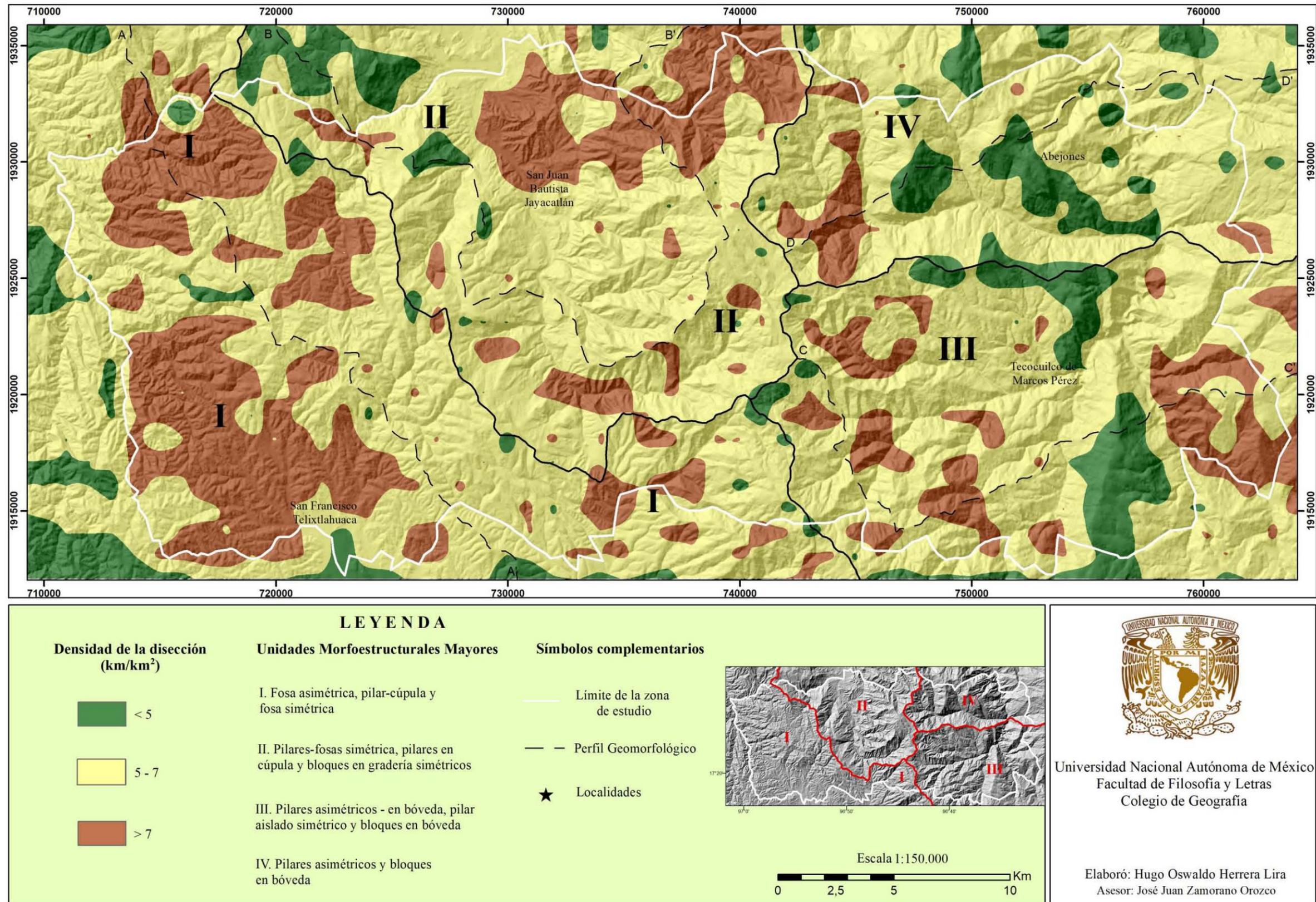


Figura 19. Distribución de la densidad de la disección (km/km²) en la porción sur de la Sierra de Juárez, Oaxaca.

3.4 Profundidad de la disección

Este método tiene el fin de valorar el trabajo de los ríos en la vertical, para ello se utiliza el mapa topográfico, en donde la lectura se hace en un área de 1km². En este proceso, se toma en cuenta la distancia que existe entre el *talweg* representado en el mapa y la curva de nivel más próxima (Zamorano, 1990). Los factores condicionantes de este proceso son los mismos que en el inciso anterior, pero el orden de análisis es diferente. En la interpretación de este mapa el factor que tiene más peso son las fallas, los contactos geológicos y geomorfológicos, debido a que, al ser estructuras de debilidad, favorecen que los ríos profundicen (Fig. 20).

Los datos se obtuvieron a partir del mapa topográfico 1:50,000, el área de muestreo se conservó (1km²), mientras que la interpolación de datos se hizo por el método *Natural Neighbor* (Arcgis 10.2.2); el producto final fue un mapa configurado a partir de isolíneas cada 20 m, con una serie de rangos asignados de la siguiente forma: < 20m, 20m – 40m, 40 – 60m y 60 – 120m (Fig. 20).

3.5 Energía del relieve

Identificar el potencial erosivo del relieve es el objetivo de este método, al mismo tiempo es un indicador de comparación entre la actividad endógena y exógena (Lugo, 1990). La interpretación de estos dos aspectos se logra con el análisis integral de toda la cartografía del conjunto de mapas morfométricos.

Los datos se obtuvieron de la carta topográfica (1:50 000), se respetó el área de muestreo (1 km²) y el proceso consistió en restar los valores altitudinales mínimo al máximo. De esta manera se construyó una matriz de puntos, que se interpolaron con la herramienta *Natural Neighbor* (Arcgis 10.2.2), el resultado fue un mapa de isolíneas con valores de altura relativa. De la misma manera, se elaboraron cinco variantes y de ellas se eligió la que ordenara los datos en los siguientes rangos: <140 m, 140-200 m, 200-400 m, 400-600 m y >600 m (Fig. 21).

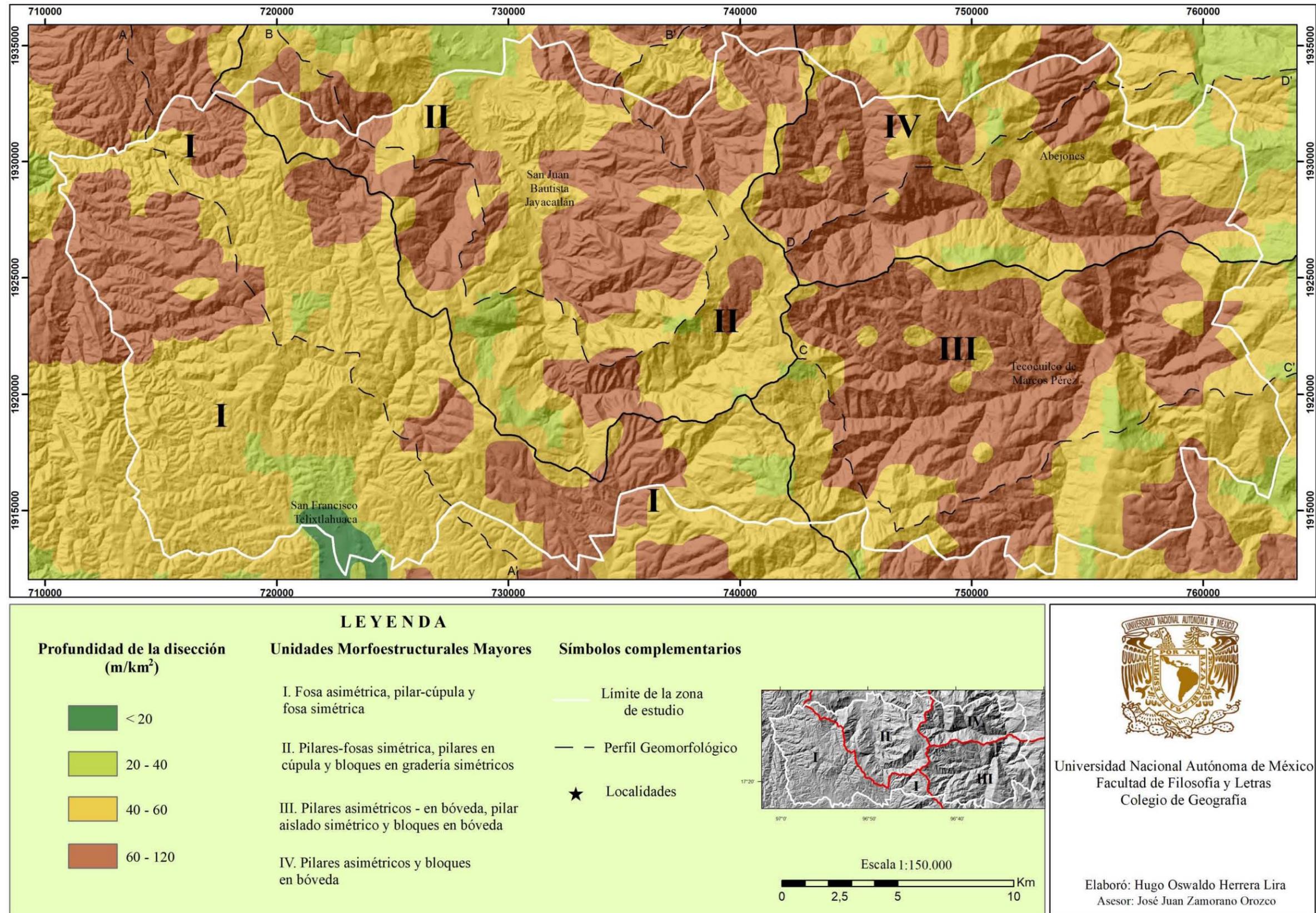


Figura 20. Distribución espacial de la profundidad de disección promedio por km² y clasificación de las unidades morfoestructurales mayores.

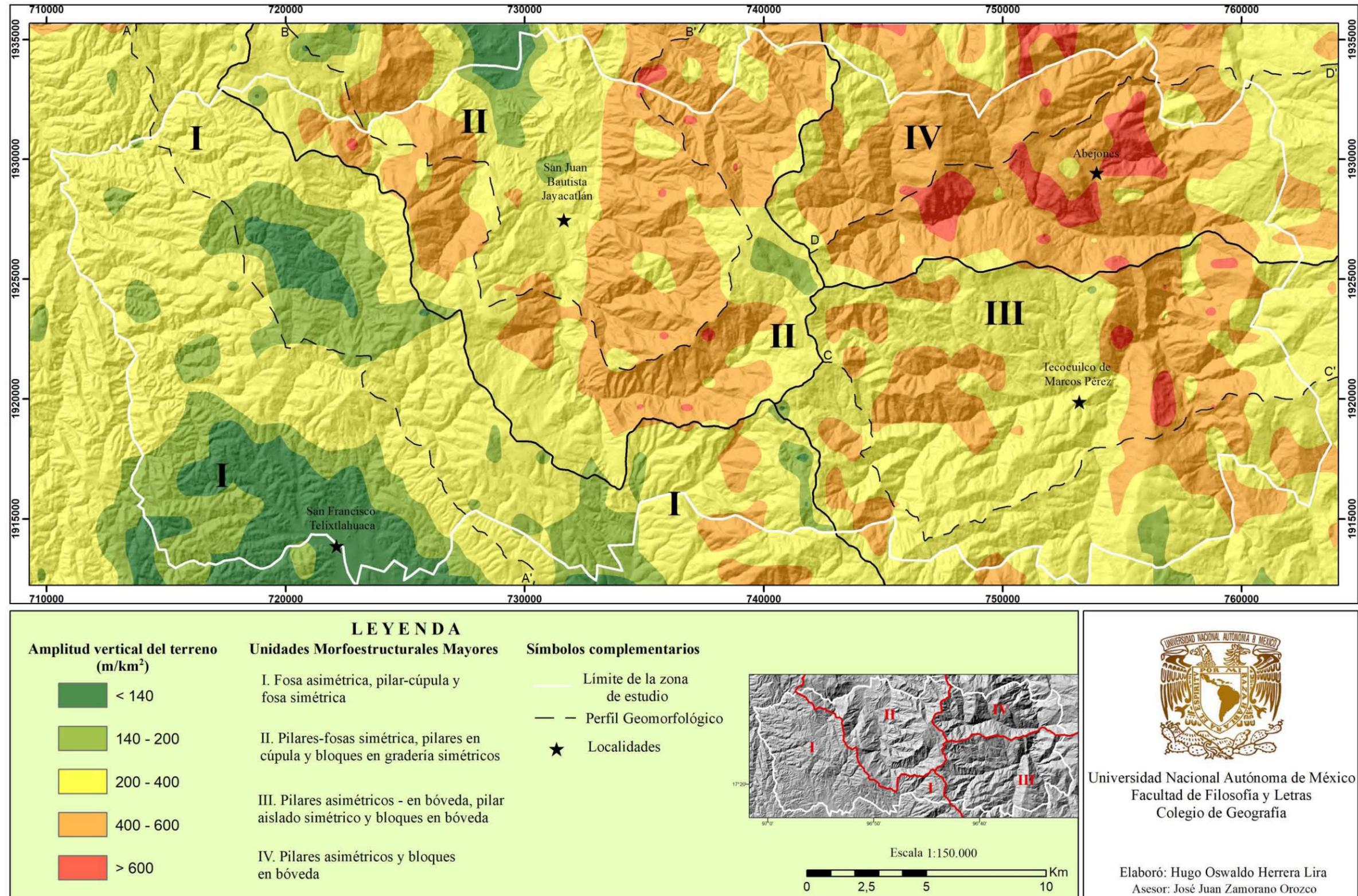


Figura 21. Distribución de la energía del relieve y clasificación de las unidades morfoestructurales mayores, porción sur de la Sierra de Juárez.

3.6 Análisis morfométrico-estructural

I. Fosa asimétrica, pilar-cúpula y fosa simétrica

Esta unidad está formada por gneises del Precámbrico, litología que favorece el desarrollo morfológico de las laderas y los fondos de valle. Cabe mencionar que en esta zona confluyen las cuencas hidrológicas de los ríos San Antonio y Atoyac, cuyo patrón de drenaje es dendrítico denso (Fig. 22).

El primer segmento del perfil corresponde a un graben, en el cual, la densidad de cauces varía entre 6 y 7 km/km², este dato se ve favorecido por el desmantelamiento de los gneises en las laderas, mientras que el valle principal del río San Antonio concentra valores superiores a 7 km/km², posiblemente favorecido por la existencia de estructuras disyuntivas (Fig. 22).

La ladera occidental, contiene valores de profundidad entre 60 y 80 m/km², así como una amplitud vertical del terreno entre 250 y 300 m/km², lo que pone de manifiesto una dinámica tectónica y erosiva intensa (Fig. 22).

Por último, la ladera oriental tiene una profundidad de la disección promedio de 40 m/km² y la energía del relieve varía entre 150 y 250 m/km², por lo que esta vertiente presenta una dinámica erosiva y tectónica constante.

Estas características tienen manifestación en las laderas escarpadas, todas ellas modeladas por el trabajo erosivo fluvial-gravitacional, hecho que se relaciona con la presencia de estructuras disyuntivas, que imprimen en general una morfología en gradería. A esto hay que sumar la edad del sustrato (Precámbrico) que también influye en el desarrollo del relieve.

La sección central (Fig. 22), se trata de una zona de montañas medias, en donde el trabajo erosivo fluvial ha desarrollado un drenaje de patrón dendrítico, cuyos valores de densidad de cauces oscilan entre 5 y 6.5 km/km². La estructura original en superficie es difícil de observar, de ella ha quedado un relieve montañoso poco significativo, lo que hace suponer que su morfología erosiva es una respuesta a los levantamientos tectónicos.

Unidad Morfoestructural I: Fosa asimétrica, pilar cúpula y fosa simétrica

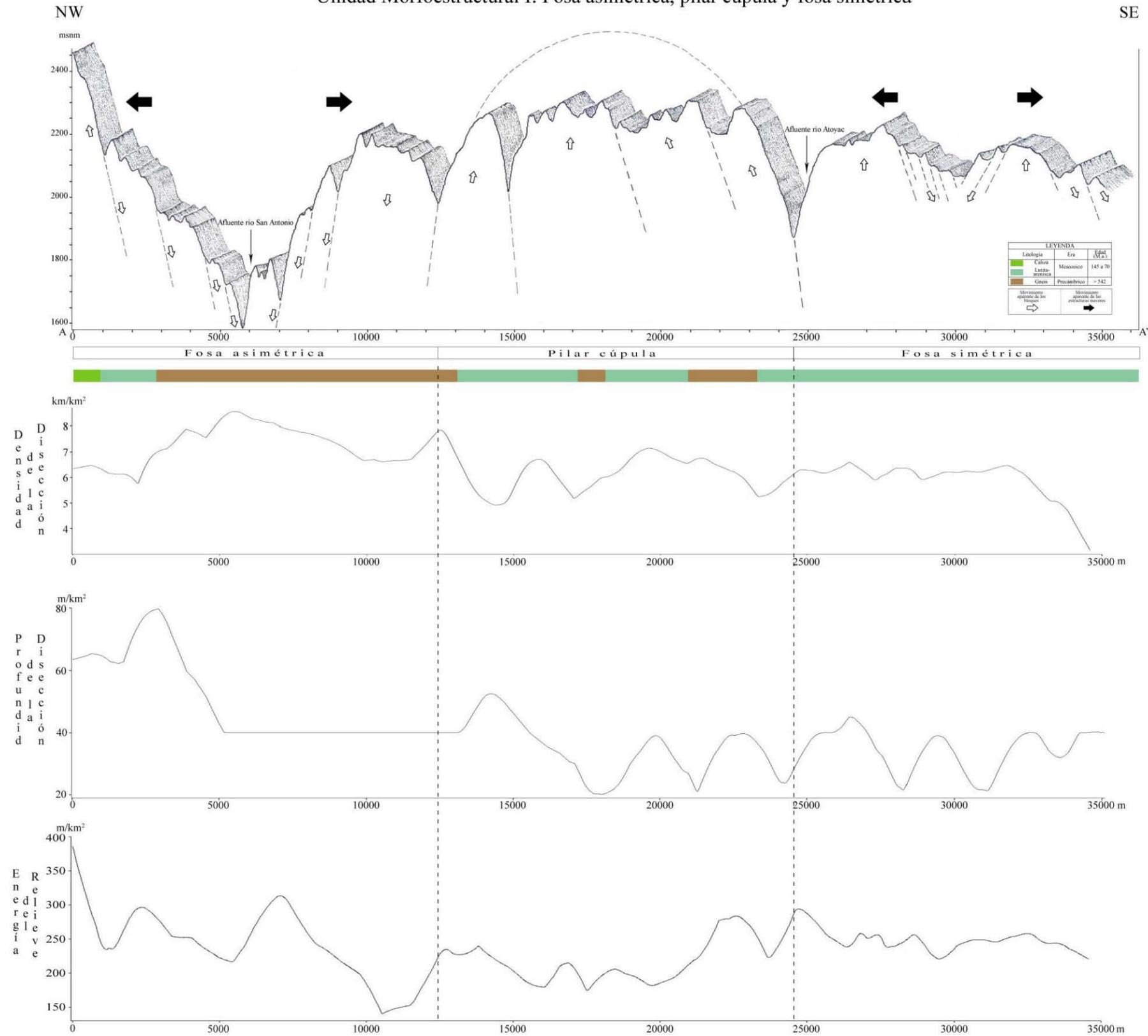


Figura 22. Perfil geomorfológico complejo de la unidad morfoestructural I, en donde se muestra la geología y las gráficas de profundidad y densidad de la disección, así como, la energía del relieve que existe en este segmento.

La profundidad de los ríos mantiene un promedio bajo, entre 20 y 40 m, así como una energía del relieve de 200 a 300 m, lo que favorece una sucesión de morfologías homogéneas con pocos cambios en su geometría. Cabe mencionar que la litología no tiene influencia directa en el desarrollo de profundos cauces, por lo que su manifestación se relaciona con la presencia de fallas y fracturas que controlan este sistema. (Fig. 22).

Por último, el sector sureste, mantiene un promedio de densidad de cauces de 6 km/km^2 y una profundidad que oscila entre 20 y 40 m. Estos valores están presentes en terrenos donde predominan las geometrías cóncavas, características que pueden condicionar un potencial erosivo bajo por ser superficies de dispersión o una posible resistencia de la caliza por su acomodo (estratos horizontales). Por otro lado, la amplitud del relieve se mantiene estable entre los 250 m/km^2 , hecho que se relaciona con un débil control estructural.

II. Pilares-fosas simétricas, pilares en cúpula y bloques en gradería simétricos

Las estructuras presentes en esta unidad corresponden a un sistema de horst-graben, en el que se observa el vínculo del potencial erosivo y el arreglo estructural. La primera sección se localiza en el sector occidental del río Las Vueltas y es parte de una sucesión de pilares y fosas tectónicas, todas ellas controladas por la Falla Oaxaca (Fig. 23).

Se caracteriza por un conjunto de bloques divididos, en donde las zonas cumbrales (pilares) presentan valores de densidad de cauces $<5 \text{ km/km}^2$ (Fig. 23). Mientras que en los valles (fosas) predominan rangos entre 6 y $>7 \text{ km/km}^2$, hecho que se vincula con la presencia de estructuras disyuntivas al interior de esta estructura y la competencia del material a la erosión (lutita-arenisca, caliza).

La profundidad de los cauces se observa todos los afluentes del río Las Vueltas, en donde los valores promedio varían entre 60 y 80 m, sin embargo, este rango disminuye hacia la zona interfluvial ($<40\text{m}$), hecho que se relaciona con la existencia de geometrías rectas, así como un sustrato competente a la erosión (calizas). Por último, la amplitud vertical del terreno se mantiene entre 300 y 400 m/km^2 , lo que pone de manifiesto una dinámica tectónica intensa, asociada a la presencia de la Falla Oaxaca (Fig. 23).

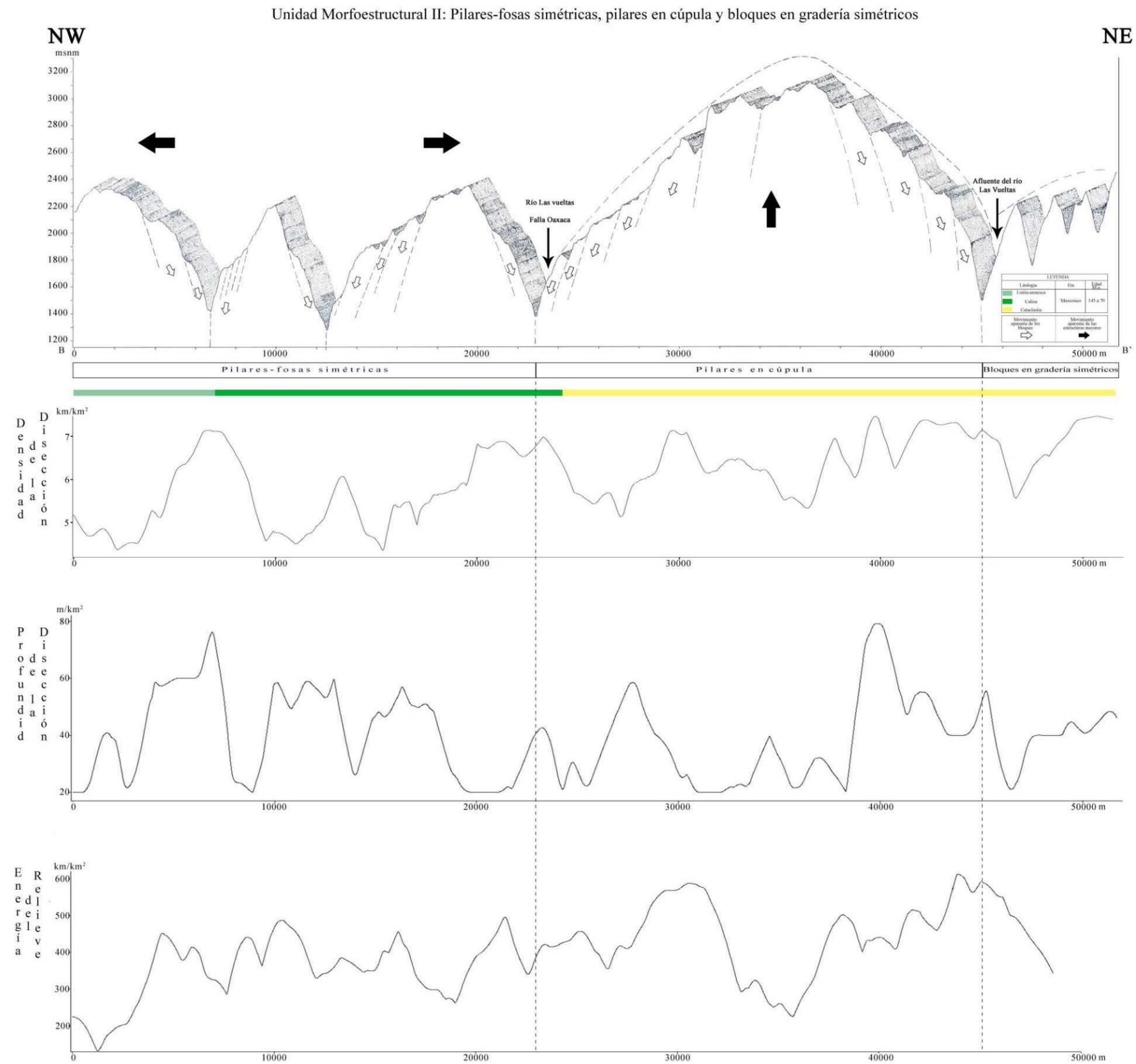


Figura 23. Perfil geomorfológico complejo de la unidad morfoestructural II, en donde se hace evidente la interacción entre el relieve, geología y las características de profundidad de la disección, densidad de la disección y energía del relieve.

La estructura central está delimitada al oeste por el río Las Vueltas y corresponde a un pilar tectónico cuyo patrón de drenaje es anular (Fig. 23), con una densidad de cauces entre 5.5 y 7 km/km², características que se relacionan con una intensa fracturación al interior de la estructura. La porción cumbral de este bloque presenta una profundidad de disección baja (<20 a 40 m/km²), mientras que en las laderas existen geometrías cóncavas, todas ellas vinculadas a la erosión fluvial-gravitacional, por lo que sus valores oscilan entre 60 y 80 m/km².

Cabe señalar que la energía del relieve también tiene mayor expresión en la zona de laderas, en donde los rangos de amplitud mantienen un promedio entre 400 y 600 m, lo que pone de manifiesto una dinámica tectónica intensa, al exterior e interior de la estructura anular ya mencionada (Fig. 23).

Por último, el perfil presenta una sucesión de bloques en gradería simétricos, en los que la densidad de disección aumenta de manera regular, por lo que el rango de sus valores es de 6 a 7 km/km², todo ello sobre el mismo sustrato (cataclasitas), características que se relacionan con un periodo erosivo intenso y constante. La profundidad de cauces es baja (20 – 40 m/km²) y la amplitud del terreno es inferior a 400 m/km², por lo tanto, se puede asegurar que el potencial erosivo vinculado a la presencia de estructuras disyuntivas, no es significativo (Fig. 23).

III. Pilares asimétricos y en cúpula – sistemas de horst-graben asimétricos y pilar sedimentario (cresta aislada)

En esta unidad predomina un relieve montañoso. En este marco hay que mencionar que existe drenaje con patrón dendrítico muy denso, así como, la presencia de estructuras disyuntivas con un arreglo ortogonal, lo que favorece la presencia de morfologías erosivas fluviales-gravitacionales (Fig. 24).

La primera sección (extremo W) de esta estructura corresponde a un sistema de pilares tectónicos asimétricos, todos ellos divididos por afluentes del río Quiotepec (Fig. 24). Los valores de densidad de cauces son altos (6 y >7 km/km²) y su dinámica favorece la presencia de morfologías erosivas, características que se relacionan con la existencia de procesos

gravitacionales y de erosión-acumulación fluvial, lo que ha modificado la morfología de cúpula.

Por otro lado, las categorías de profundidad de la disección y energía del relieve tienen valores altos en el primer segmento de esta zona (extremo W), en donde los altos valores de profundidad de cauces varían de 40 a 60 m, mientras que la amplitud del terreno oscila de 300 y 400 m/km² (Fig. 24), hecho que se puede explicar a partir de la concentración de afluentes, así como la presencia de fallas y fracturas, todas ellas con un arreglo ortogonal denso.

La segunda parte de esta estructura (pilar en cúpula), corresponde a un pilar en horst, en el cual predominan geometrías convexas con valores de profundidad de cauces cercanos e inferiores a 40 m/km², así como una amplitud general del terreno entre 300 y 400 m. Estas características ponen de manifiesto una estructura en cúpula, en donde la fracturación al interior del bloque, ha provocado la modificación de la morfología inicial.

El segundo segmento del perfil es parte de un sistema alterno de horst-graben, caracterizada por una zona de montañas y valles, cuya morfología está condicionada por un arreglo de fallas ortogonales. En este territorio la densidad de la disección varía entre 5 y 6 km/km² en cimas y laderas, mientras que en los valles los rangos son >7 km/km², lo que pone de manifiesto un potencial erosivo intenso.

En este territorio, la profundidad de la disección presenta dos dinámicas distintas. Para el primer caso, se trata de un pilar tectónico al oeste del río Quiotepec, en el cual los valores oscilan entre 40 y 60 m, hecho que se vincula con la existencia de estructuras de debilidad a su interior. Por otro lado, el sector oriental del valle (río Quiotepec) se caracteriza por una sucesión de horst-graben, el cual presenta valores < 20 m, hecho que permite asegurar que en esta vertiente la presencia de fallas y fracturas no es significativa. Cabe señalar que en esta zona la amplitud del terreno es menor a 300 m, por lo que el potencial erosivo está en función de la dinámica tectónica (esfuerzos de compresión-distensión y levantamientos).

Unidad Morfoestructural III: Pilares asimétricos y en cúpula- sistema de horst-graben asimétrico y pilar sedimentario (cresta aislada)

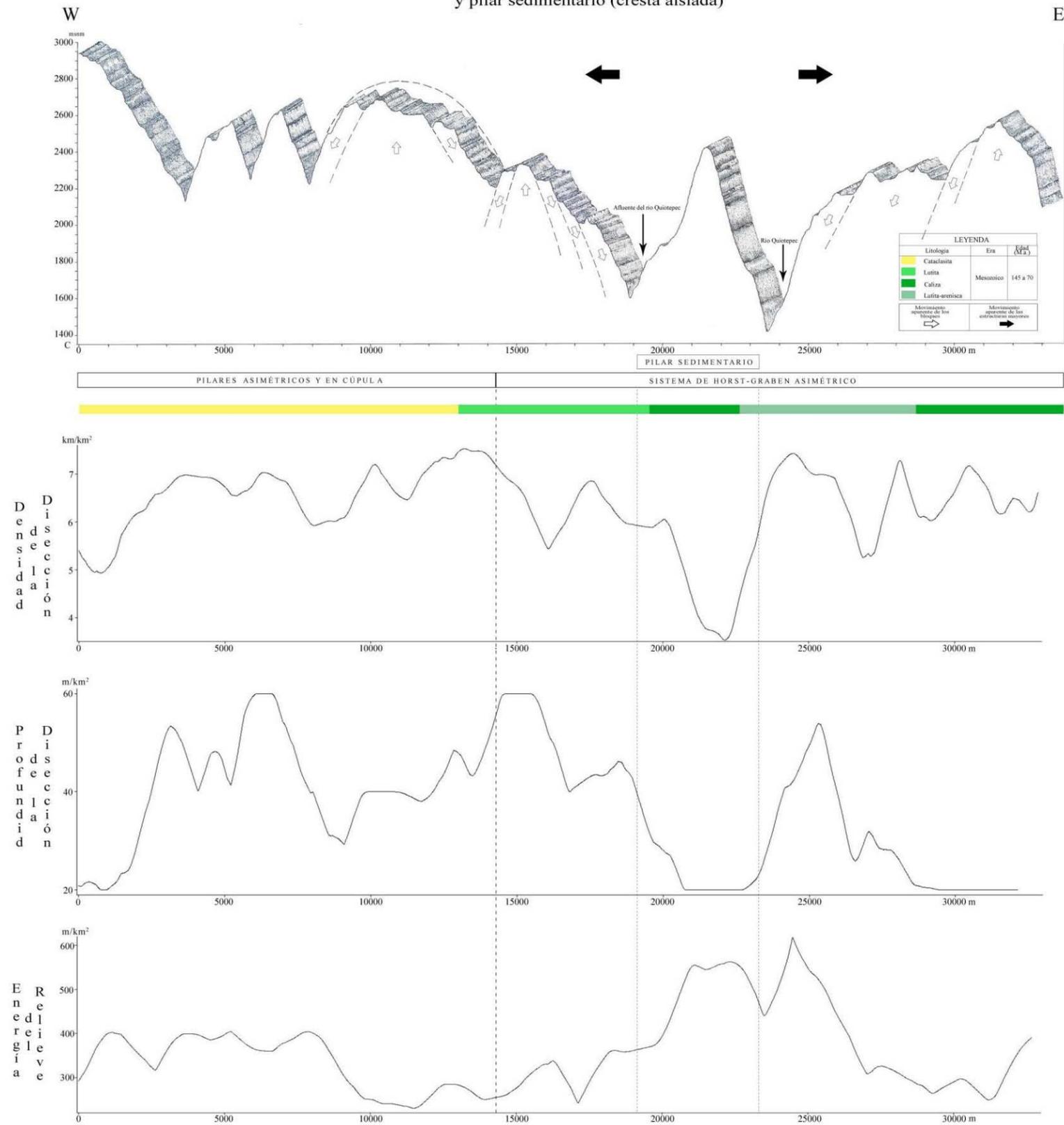


Figura 24. Perfil geomorfológico complejo de la unidad morfoestructural III, en donde se integra la información geológica, así como las variables de profundidad-densidad de diseción y energía del relieve.

Por último, el río Quiotepec se interrumpe al sur por un pilar sedimentario aislado (cresta sedimentaria de caliza) de morfología aguda-simétrica, lo que favorece el escurrimiento y la erosión de los cauces en dos vertientes. Estas características favorecen una densificación de cauces menor a 4 km/km^2 , mientras que la profundidad de la disección es en promedio $<20 \text{ m}$. Sin embargo, la energía del relieve tiene expresión por medio de una amplitud del terreno entre $400 \text{ y } 500 \text{ m/km}^2$, lo que pone de manifiesto una dinámica tectónica intensa en toda la estructura.

IV. Pilares asimétricos y sistema de horst-graben

Esta unidad corresponde a un relieve montañoso, el cual forma parte de la cuenca alta del río Quiotepec, cuyo patrón de drenaje es dendrítico denso. Estas características favorecen el desarrollo de formas erosivas variadas, todas ellas vinculadas a procesos fluvio-gravitacionales.

La primera sección corresponde a una sucesión de bloques en horst, el primero de ellos, es un frente montañoso de geometría convexa, que ha sido modelado por una intensa actividad fluvial que ha dado como resultado o numerosas laderas cóncavas como respuesta a la competencia del material (cataclasis). Los valores de densidad de la disección varían entre $6 \text{ y } >7 \text{ km/km}^2$, mientras que los pilares subsecuentes mantienen un promedio entre $4 \text{ y } 6 \text{ km}$. Estas características ponen de manifiesto una disparidad en el potencial erosivo, hecho que se vincula con la presencia de una densa red de fallas y fracturas al interior de esta estructura (Fig. 25).

La profundidad de la disección presenta valores altos ($60 \text{ y } >80 \text{ m/km}^2$) en los valles del río Quiotepec, mismos que delimitan los pilares tectónicos de la estructura. La porción cumbral de estos bloques presenta una profundidad inferior a 40 m . Por otro lado, la energía del relieve está representada por valores promedio entre $400 \text{ y } >600 \text{ m/km}^2$, hecho que hace evidente una dinámica tectónica reciente (Fig. 25).

Los escurrimientos presentan un patrón de drenaje dendrítico denso y cursos rectilíneos, en los que el valor de densidad de la disección varía entre $5 \text{ y } 7 \text{ km/km}^2$, hecho que tiene relación con una intensa fracturación al interior de esta estructura (Fig. 25). Por último, el valle del

río Quiotepec es parte de un sistema de horst-graben, en donde la erosión diferencial ha desarrollado morfologías asimétricas sobre sus laderas.

En esta porción, la profundidad de cauces mantiene un promedio inferior a 40 m/km^2 , hecho que se vincula con la proximidad al nivel base de los escurrimientos, lo que impide la erosión de los ríos en la vertical. Cabe señalar que la amplitud del terreno varía entre 300 y 500 m/km^2 , lo que pone de manifiesto una dinámica tectónica (horst-graben) reciente.

El vínculo que existe entre los procesos exógenos y endógenos se refleja de manera clara en el sur de la Sierra de Juárez. Los métodos morfométricos permitieron conocer la espacialidad e intensidad de la erosión fluvial y de manera indirecta, la gravitacional.

Los cuatro perfiles geomorfológicos complejos sirvieron para relacionar la morfología, la litología y la intensidad de los procesos exógenos, aspecto vinculado con el análisis morfométrico. De esta manera, se pudo establecer la correlación de la erosión, con la actividad tectónica y los rasgos morfoestructurales que existen en el territorio de estudio.

Unidad morfoestructural IV: Pilares asimétricos y sistema de horst-graben

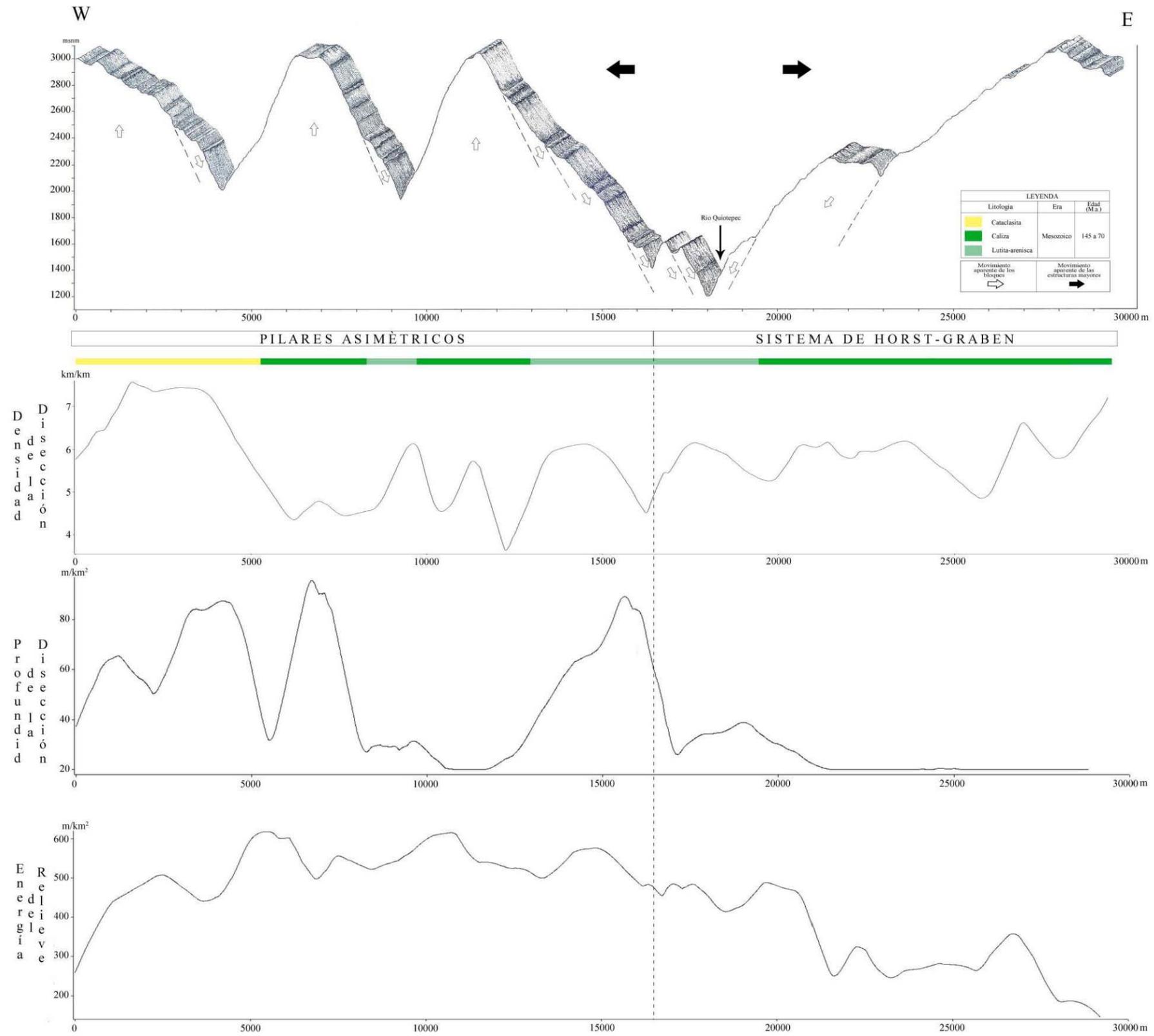


Figura 25. Perfil geomorfológico complejo de la unidad morfoestructural IV, en donde se identifican las principales estructuras del relieve que lo componen, así como, la geología y las categorías morfométricas presentes en este sector de la Sierra de Juárez.

Capítulo IV. Geomorfología estructural: bloques tectónicos

El análisis morfotectónico vincula los mecanismos presentes en la dinámica disyuntiva con distintas formas del relieve, entre ellas están los bloques. Estas estructuras de acuerdo con su tamaño están ordenadas en una tipología que de mayor a menor son los megabloques, mesobloques y bloques, en este trabajo las dos últimas categorías representan el objeto de estudio.

La identificación, caracterización y análisis espacial de los bloques, permitió determinar las características tectónicas del sur de la Sierra de Juárez. De esta manera, se hicieron evidentes las fallas activas y se buscó su vínculo con la sismicidad, morfología y la intensidad de los procesos de modelado.

La interacción entre las estructuras disyuntivas y el relieve es analizada en distintas escalas, lo que permitió reconocer rasgos morfológicos diferentes. De esta manera se obtuvo una información más completa y cercana a la realidad. En este sentido ha sido de vital apoyo el análisis morfométrico y la zonificación geomorfológica.

Este estudio está fincado en la Escuela Geomorfológica Rusa, en donde el fundamento teórico se presenta a continuación (Hernández-Santana, *et. al.* 1989; Díaz-Díaz, 1986, Frausto, 1995):

- El análisis morfoestructural debe cumplir como principio básico: establecer la relación del relieve con la estructura geológica. Es decir, no debe de limitarse al estudio de uno de los componentes, aun cuando al inicio de la investigación sea necesario considerarse por separado. Este es un principio obligatorio para todas las categorías del relieve.

- Las correlaciones históricas entre el relieve y la estructura de la corteza terrestre, se logra mediante el análisis morfoestructural. Por medio del mismo, se identifica el papel que juega la tectónica en el desarrollo del relieve, se establecen sus formas de manifestación sobre la superficie y se muestran los elementos tectónicos del relieve.

- Debe considerarse que el relieve actual incluye elementos tectónicos que se originaron en diferentes etapas de la evolución tectónica y por lo cual, se debe hacer un análisis a profundidad de ciertos elementos heredados, como la geología (correlación entre la morfología y tipología de movimientos tectónicos) y la morfoestructura que contiene dichos elementos (a mayor dimensión, más estables serán sus límites cronológicos).

Los límites morfoestructurales reflejados en el relieve están constituidos por las zonas de fallas antiguas, activas o reactivadas, en donde se han dado desplazamientos verticales y horizontales, originados por la actividad orogénica, deformaciones plicativas y disyuntivas que dependen de la velocidad y dirección de sus movimientos (Hernández-Santana, *et. al.*, 1991).

Los métodos de análisis morfoestructural ponen de manifiesto la correlación del relieve con su estructura geológica, lo que permite comprender la influencia de la tectónica en distintos sectores del terreno y de este modo, tipificar las estructuras y el mecanismo que predomina en ellas. Todo ello a partir de la metodología propuesta por Simonov (1972) y Orlova (1976, 1981).

Este método ha sido corroborado en la cuenca de México, (Zamorano, 1990) para un estudio del relieve en bloques encaminado a la evaluación estructural. Mientras que en Colola, Michoacán (Ortíz P. *et. al.*, 1992), se caracterizan y definen las principales estructuras en bloque en función de sus desplazamientos verticales. De este modo, se puede afirmar que los estudios morfotectónicos están encaminados a presentar un diagnóstico zonal del terreno, en función de la energía potencial del relieve (gravitacional), por su disposición y energía liberada (fallas y sismos), con lo que se puede definir la peligrosidad del terreno (hundimientos, levantamientos, acumulación rápida en áreas de subsidencia y nudos estructurales), así como su expresión espacial en una cartografía de riesgos geomorfológicos.

Otras investigaciones de corte morfotectónico y siguiendo los lineamientos de la Escuela Rusa son los trabajos realizados por Iturralde-Vinent, M. (1977); Chuy, T. (1982); Díaz-Díaz, *et. al.* (1986); Hernández-Santana, *et. al.* (1989; 1991; 1994; 1995; 1996; 2001; 2005; 2009); Garatchia-Ramírez, J. (2017); Castrejón Gómez (2013).

La finalidad de este capítulo es el análisis espacial de estructuras tectónicas, a partir de la caracterización de su arreglo morfoestructural, resultado de la etapa tectónica más reciente. Del mismo modo, se establece el vínculo entre la morfología y morfometría de los bloques, la litología y la dinámica geomorfológica. De esta manera, se identifican las deformaciones del relieve y su posible relación con la inestabilidad tectónica (Frausto, 1995).

Las unidades bloque se pueden caracterizar con base en diferentes niveles jerárquicos de acuerdo a su escala y objeto de estudio (Hernández-Santana, *et. al.*, 1994). En este sentido, es importante definir el nivel de análisis para cada caso, por lo que en este estudio se consideró la clasificación hecha por Tricart (1965), en donde se proponen al menos cuatro niveles jerárquicos: megabloque, macrobloque, mesobloque y bloque (Fig. 26).

Nivel jerárquico	Escala	Descripción	Unidades morfológicas
I	Megabloque	Unidades planetarias.	Placas tectónicas continentales y oceánicas.
II	Macrobloque	Unidades menores al interior de las placas tectónicas (segmentos intraplaca e interplaca).	Sistemas montañosos, cuencas continentales (microplacas).
III	Mesobloque	Unidades complejas del relieve, incluyen sistemas fluviales (cuencas) y son de mediana extensión.	Macizos montañosos, sistemas de fosas (horst-graben), lineamientos morfológicos regionales.
IV	Bloque	Unidades menores, están limitadas por contactos (geológicos-geomorfológicos), escarpes y desniveles altimétricos (50-100 m).	Conjuntos montañosos seccionados por valles profundos, rectilíneos y deflexiones fluviales.

Figura 26. Clasificación jerárquica de unidades morfoestructurales (Tricart, 1965).

De esta manera, las unidades de referencia para este estudio fueron los mesobloques y bloques, con el fin de caracterizar el arreglo morfoestructural en la porción sur de la Sierra de Juárez, el cual se define en función de los criterios propuestos por Orlova, V. (1981) y Simonov, 1985 (en: Zamorano, 1990).

4.1 Identificación y cartografía de mesobloques y bloques: metodología

Los mesobloques y bloques fueron trazados siguiendo los criterios de Filosoov (1960) y Orlova (1976; 1981). Con los parámetros del primer autor fue posible reconocerlos y jerarquizarlos, para ello se tomó en cuenta los *órdenes de corriente*. Este método se complementó con los aspectos geomorfológicos asociados a fallas activas propuestas por Orlova, la interpretación de estos aspectos en el mapa topográfico, se realizó tomando en cuenta la información geológica y tectónica de la Sierra de Juárez (Fig. 27 A y B).

El nivel de escala mínima en la identificación de estructuras fueron los bloques, a partir de los cuales se establecieron las unidades mayores, mesobloques. En este sentido hay que mencionar que cada una de ellas presenta altitudes, inclinaciones, orientaciones y desniveles topográficos distintos, cabe mencionar que las estructuras tectónicas que se presentan, reflejan una porción (sur) de la Sierra de Juárez. A los criterios mencionados se sumó la siguiente información geológica y tectónica de la zona de estudio:

- a) Lineamientos regionales vinculados con la tectónica de la Sierra Madre del Sur y con los mecanismos de tensión y distensión de la Falla Oaxaca.
- b) Análisis morfoestructural a partir de perfiles geomorfológicos, los cuales fueron resultado de distintos tipos de esfuerzos corticales (distensión y compresión), y su vínculo con índices morfométricos (densidad, profundidad y energía del relieve) y morfologías asociadas.

Con base en lo anterior, se lograron identificar 1 665 bloques, así como 29 mesobloques, todos ellos condicionados por la dinámica tectónica regional (Fig. 28).

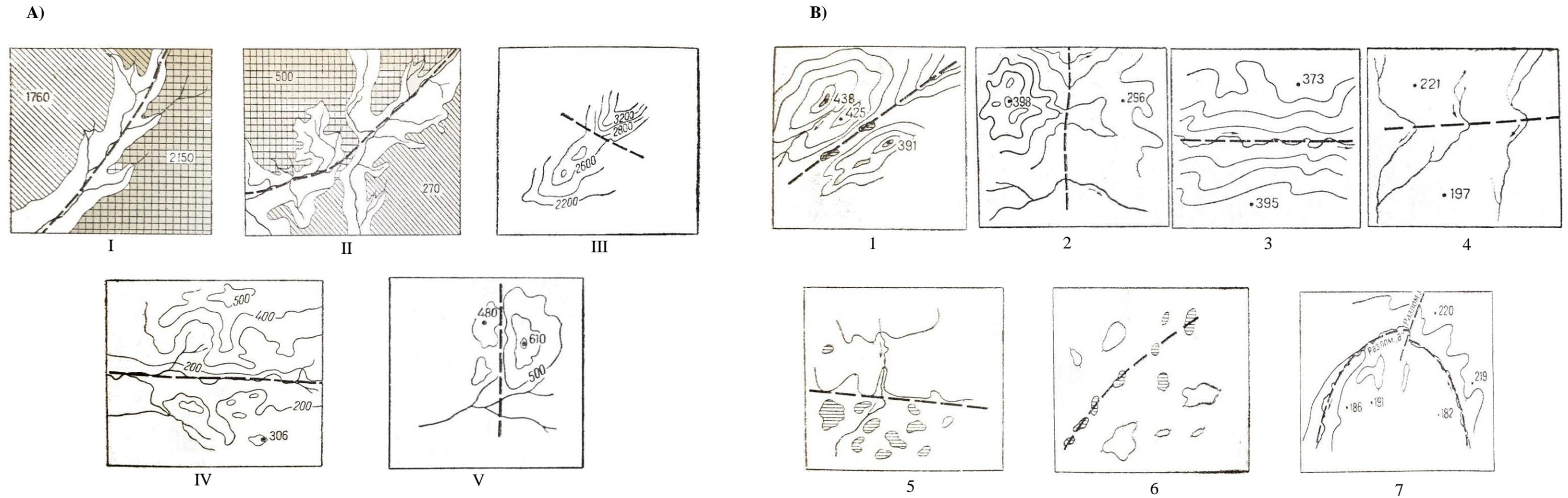


Figura 27. **A.** Criterios geomorfológicos utilizados en el trazo de límites de bloques en terrenos montañosos: I. Contrastes altitudinales; II. Diferencias de altitud que involucran dos cuencas fluviales distintas contiguas; III. Diferencia de altitud en *abras*; IV. Diferencias altitudinales y coincidencia en la amplitud de las sinuosidades del cauce; V. Diferencias altitudinales en promontorios montañosos separados por *abras*. **B.** Parámetros utilizados en terrenos donde la altura absoluta no es contrastante: 1. Configuración rectilínea entre *abras*, alineadas con cabeceras fluviales; 2. Extensiones de montaña alineadas con deflexiones fluviales en distintas cuencas; 3. Lineamientos de escalones o terrazas aluviales; 4. Deflexiones fluviales; 5. Diferencia de morfología en paisajes (lomeríos-piedemontes o lomeríos-montañas medias); 6. Cauces controlados a partir de estructuras anulares (intrusivos, domos y fallas transcurrentes); 7. Lineamiento de dolinas. (Modificado de Orlova, 1976).

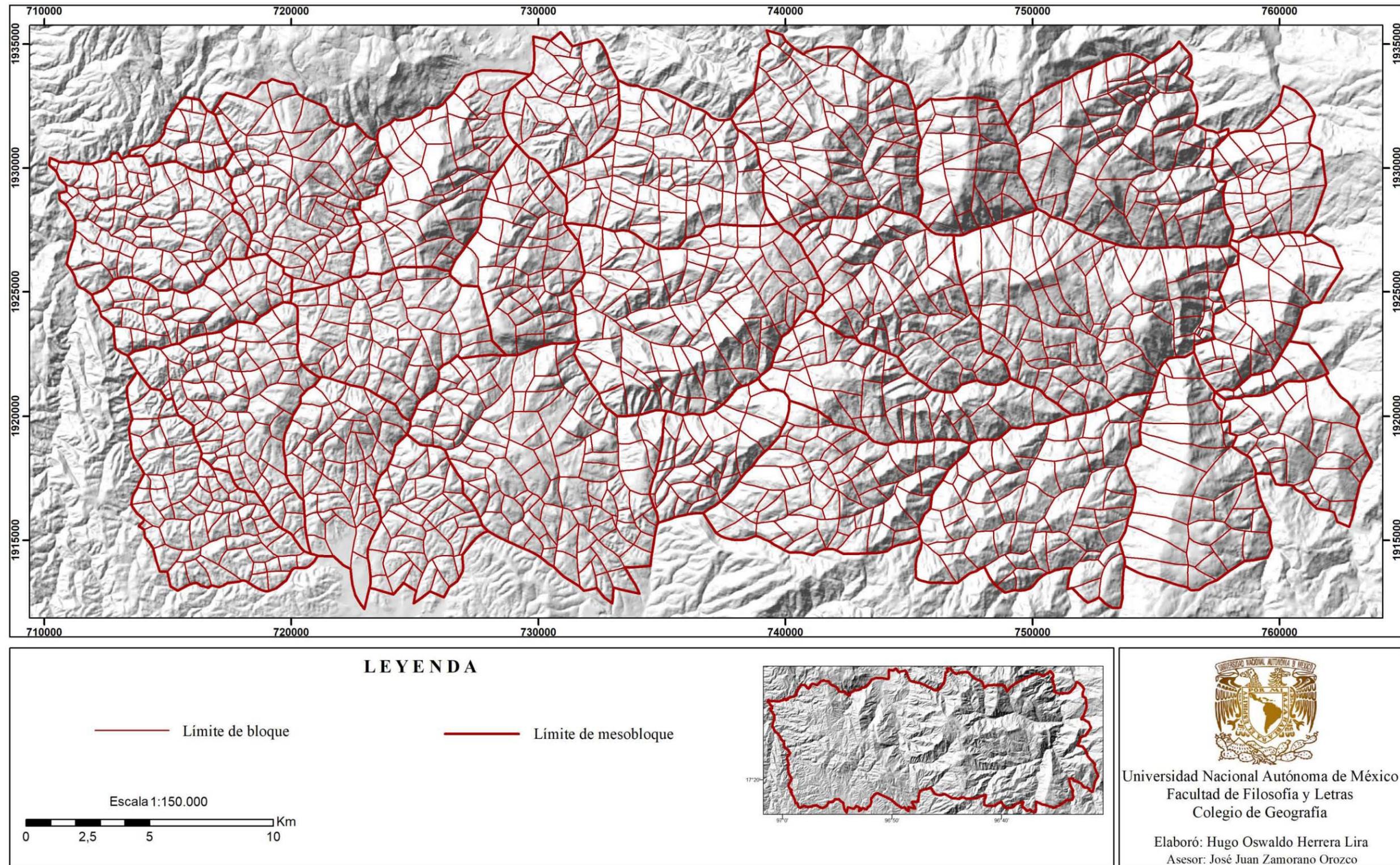


Figura 28. Mesobloques y bloques en la porción sur de la Sierra de Juárez.

4.2 Análisis morfométrico de estructuras en bloque

Los bloques se definen como fragmentos de la corteza terrestre, limitados por fallas, en las que existen desplazamientos verticales y horizontales, esta característica junto con su altitud los define como inestables (Lugo, 1988). Las fracturas también forman parte de los límites de bloques, al no tener movimiento le imprimen una estabilidad aparente a las estructuras. Las características geométricas de estas estructuras vistas en planta son: triangulares, cuadrangulares, rómbicas y poligonales. Estas características facilitan el análisis morfométrico y su vínculo con procesos tectónicos.

La caracterización de bloques y mesobloques, tiene como fin establecer la dinámica activa de las estructuras disyuntivas que los originan. Para ello se identificaron las siguientes variables morfométricas propuestas por Simonov, 1985 (en: Zamorano, 1990): altura absoluta (H); altitud eje menor ($h1$ y $h2$); altitud de la base del bloque ($H3$); longitud del eje mayor ($E1$); longitud del eje menor ($E2$); altura relativa del bloque (h); relación de longitud eje menor/eje mayor ($E3$); área del bloque (A); relación altura relativa/área; relación altura relativa/eje menor, la obtención de datos en cada una de las variables se muestra en un bloque idealizado (Fig. 29).

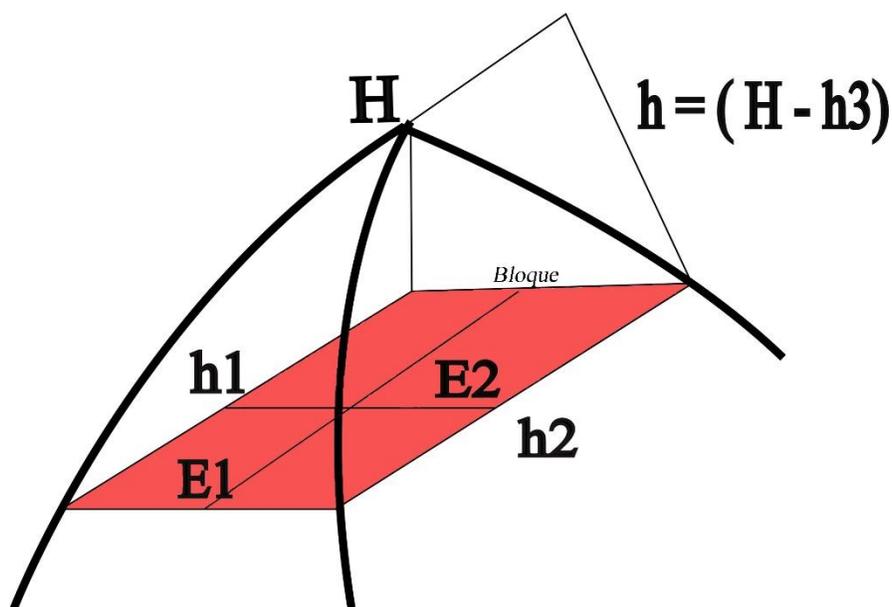


Figura 29. Se muestra la obtención de los parámetros morfométricos de un bloque tectónico: H (Atura absoluta), $h1$ y $h2$ (altitud de los puntos extremos del eje menor), h (altura relativa), $E1$ (eje mayor) y $E2$ (eje menor).

A partir de los bloques se delimitaron los mesobloques, para lo cual se tomaron en cuenta los ríos de mayor orden (5° y 8°). De acuerdo con Orlova (1981), los cauces de este tipo tienen relación con las fronteras de las unidades mayores (mesobloques). Para su análisis fue necesario delimitar y trazar cada uno de los polígonos en un SIG (Arcgis 10.2.2) y se asignó un identificador numérico (Fig. 30 y Figura 31).

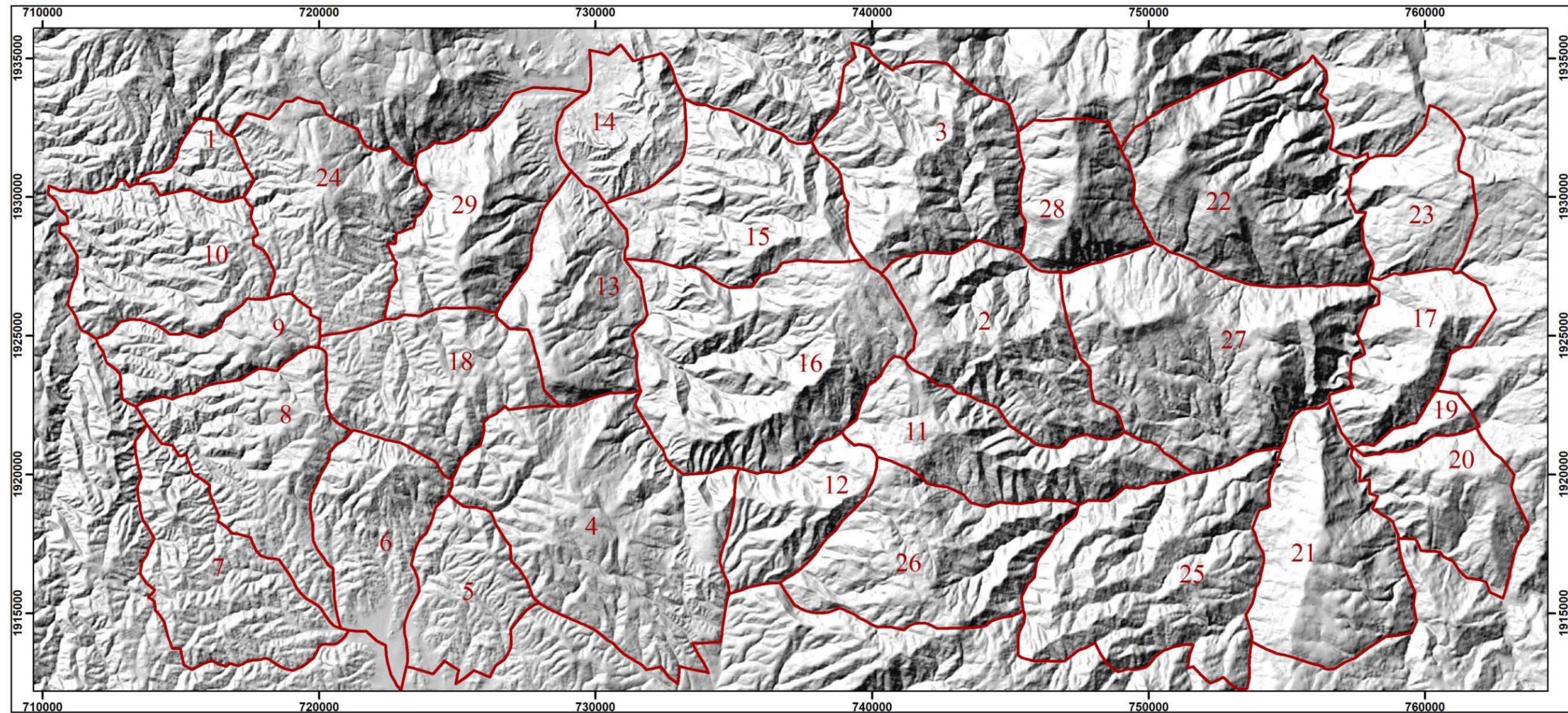
4.2.1 Altura absoluta (*H*)

Hace evidente la altitud y su espacialidad se observa en el mapa correspondiente (Fig. 32). Este parámetro se obtuvo a partir de la lectura del punto más alto en cada mesobloque, este índice se conoce como *H* (Fig. 31), la morfología y el contexto espacial de esta estructura hace evidente un pilar tectónico asimétrico, visto de este a oeste (Fig. 33). Al interior del sector más alto existen marcados contrastes altitudinales en distancias cortas, característica que tiene relación con la existencia de estructuras de bloques menores (Fig. 34).

Esta variable permite interpretar, de forma indirecta, la dinámica tectónica a través de los mecanismos de levantamiento y tienen reflejo en la intensidad de procesos fluvio-gravitacionales en las zonas cumbreles, lo que ocasiona que los parteaguas adopten una configuración sinuosa (Fig. 32), lo que indica que la erosión ha afectado los terrenos de la cima y refleja una dinámica activa en las cabeceras de las cuencas, factor que está controlado por la competencia del material rocoso al proceso fluvial (saltos de cabecera). Los ejemplos se observan en los mesobloques centrales (2, 11, 12, 15, 16, 22, 25, 26).

A partir de la delimitación de los mesobloques, se identificó el valor altitudinal más alto para cada una de las estructuras y se marcó en el mapa. Una vez elaborado, se obtuvo el dato de altura por unidad (mesobloque) y se interpoló con los valores del MDE por medio de un SIG (Arcgis 10.2.2).

Se generaron una serie de mapas con rangos altimétricos distintos. Se realizaron tres variantes diferentes de este documento y se seleccionó la carta con siete rangos (Fig. 32), debido a que reflejaba de mejor manera los diferentes pisos altitudinales (Fig. 33 y 34), y con ello, el contraste entre las porciones bajas del sector oeste (lomeríos y planicies aluviales) y altas (laderas y zona de montaña).

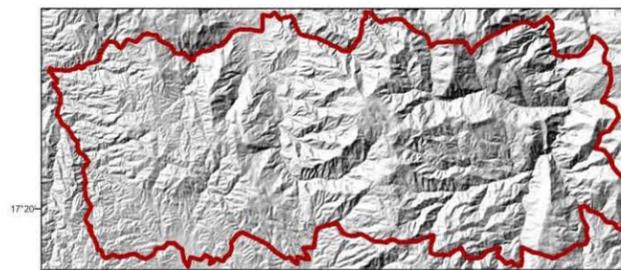


LEYENDA

— Limite de mesobloque

Refrencia de mesobloque

Escala 1:150.000



Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía

Elaboró: Hugo Oswaldo Herrera Lira
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 30. Distribución de mesobloques en la porción sur de la Sierra de Juárez, Oaxaca.

Mesobloque	Altura máxima msnm (H)	h1 msnm	h2 msnm	H3 m	Longitud del eje mayor km (E1)	Longitud del eje menor km (E2)	Altura relativa m (h)	Relación E2/E1	Área km ²	Relación h/Área	Relación h/E2
1	1985	1797	1832	1814,5	4,029	2,406	170,50	0,60	9,69	17,6	0,14
2	2419	1696	1783	1739,5	9,331	4,423	679,50	0,47	41,27	16,5	0,31
3	2363	2060	2144	2102	7,689	4,894	261,00	0,64	37,63	6,9	0,11
4	2301	1754	2160	1957	8,828	4,634	344,00	0,52	40,91	8,4	0,15
5	2081	1761	1937	1849	8,947	5,145	232,00	0,58	46,03	5,0	0,09
6	2382	1921	1994	1957,5	9,05	4,399	424,50	0,49	39,81	10,7	0,19
7	2226	1932	2071	2001,5	4,373	4,074	224,50	0,93	17,82	12,6	0,11
8	2460	1605	2130	1867,5	11,47	6,621	592,50	0,58	75,94	7,8	0,18
9	3047	2652	2633	2642,5	8,468	7,233	404,50	0,85	61,25	6,6	0,11
10	3001	1978	2450	2214	9,929	5,27	787,00	0,53	52,33	15,0	0,30
11	3021	1756	2219	1987,5	5,867	4,551	1033,50	0,78	26,70	38,7	0,45
12	2885	1851	1947	1899	11,31	5,459	986,00	0,48	61,74	16,0	0,36
13	3041	2548	3023	2785,5	11,13	6,818	255,50	0,61	75,88	3,4	0,07
14	2870	2051	2059	2055	11,87	5,618	815,00	0,47	66,69	12,2	0,29
15	2427	1416	1933	1674,5	8,608	6,226	752,50	0,72	53,59	14,0	0,24
16	2479	1224	2485	1854,5	5,242	3,827	624,50	0,73	20,06	31,1	0,33
17	3043	1678	1822	1750	10,2	6,18	1293,00	0,61	63,04	20,5	0,42
18	2467	1447	1617	1532	9,428	5,123	935,00	0,54	48,30	19,4	0,37
19	2304	1418	2132	1775	5,939	5,193	529,00	0,87	30,84	17,2	0,20
20	2128	1834	1851	1842,5	4,281	1,577	285,50	0,37	6,75	42,3	0,36
21	2322	1401	2001	1701	7,417	4,023	621,00	0,54	29,84	20,8	0,31
22	3119	2047	2225	2136	10,13	5,707	983,00	0,56	57,81	17,0	0,34
23	2963	2016	2759	2387,5	8,881	3,41	575,50	0,38	30,28	19,0	0,34
24	1625	1111	1485	1298	4,75	4,711	327,00	0,99	22,38	14,6	0,14
25	2361	1421	2259	1840	8,319	3,526	521,00	0,42	29,33	17,8	0,30
26	2639	1878	2246	2062	6,785	2,786	577,00	0,41	18,90	30,5	0,41
27	2941	2461	2480	2470,5	12,31	3,598	470,50	0,29	44,29	10,6	0,26
28	2220	1855	1865	1860	8,745	5,082	360,00	0,58	44,44	8,1	0,14
29	2261	1991	2010	2000,5	8,1	2,553	260,50	0,32	20,68	12,6	0,20

Figura 31. Base de datos de las unidades en mesobloque de la porción sur de la Sierra de Juárez, Oaxaca.

La amplitud del relieve es de 1,500 m y está representada entre el mesobloque 14 (1 625 msnm) y el 16 (3 119 msnm). Para el análisis de esta variable, se clasificaron las alturas absolutas (msnm) en los siguientes rangos: 1 625 – 1 800; 1 800 – 2 000; 2 000 – 2 250; 2 250 – 2 450; 2 450 – 2 700; 2 700 – 2 900 y 2 900 – 3 119 (Fig. 32). Todos ellos reflejan la influencia de la Falla Oaxaca en este territorio, de tal forma, es posible identificar el desplazamiento relativo de la estructura principal, en donde el *piso* está integrado por los mesobloques 14, 13 y 4 (de norte a sur) y el *techo* por las unidades 12, 16 y 15 (de sur a norte).

Una vez establecidos los rangos, se agruparon de acuerdo a su altitud en tres grupos: mesobloques bajos, medios y altos. El primero de ellos, contiene las estructuras más deprimidas (1,625 y 2,000 msnm), las cuales, a su vez están divididas en dos rangos: 1,625 – 1,800 y 1,800 – 2,000 msnm (Fig. 32).

El mesobloque de menor altitud (14: 1 625 – 2 800 msnm), comprende la cuenca alta del río Las Vueltas que drena hacia el norte, hecho que fundamenta la hipótesis que el bloque de *piso* integrado por el conjunto de mesobloques bajos y medios que integran el sector oeste de la zona de estudio (Fig. 32), presenta un basculamiento al noroeste.

El siguiente rango de bloques bajos está representado por el mesobloque 1 (1 800 – 2 000 msnm), se localiza en el extremo noroeste del área de estudio (Fig. 32) y representa el basamento de la región: gneises del Precámbrico (INEGI, 1985).

Los mesobloques medios, se subdividen en tres rangos, el primero incluye las estructuras 10, 9, 7, 5 y 19 (2 000 – 2 250 msnm), todas ellas integran un relieve de valles y montañas medias en el extremo occidental de la zona de estudio (Fig. 32). Se caracteriza por un intenso modelado fluvial que tiene reflejo en sistemas fluviales bien integrados con patrones dendríticos densos. La acción fluvial, es la responsable de parteaguas sinuosos y discontinuos, hecho que fundamenta el intenso modelado de esta región.

Al oriente de la Sierra de Juárez se localiza un mesobloque aislado (19) que corresponde a este mismo intervalo altitudinal (2,000 – 2,250 msnm), el cual se dispone sobre un angosto frente de montaña, el cual limita con afluentes del río Quiotepec (Fig. 32).

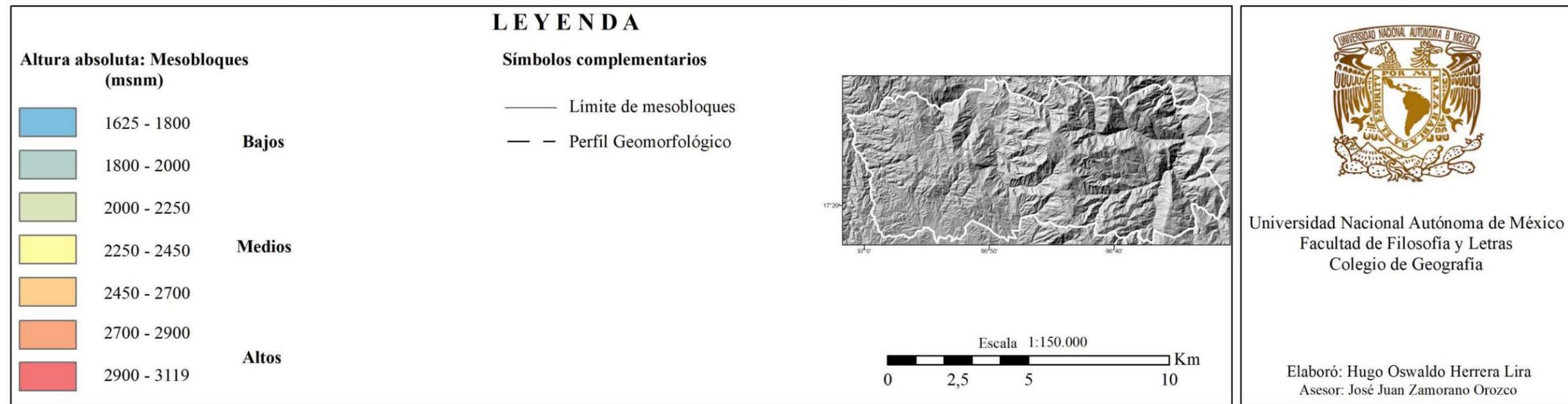
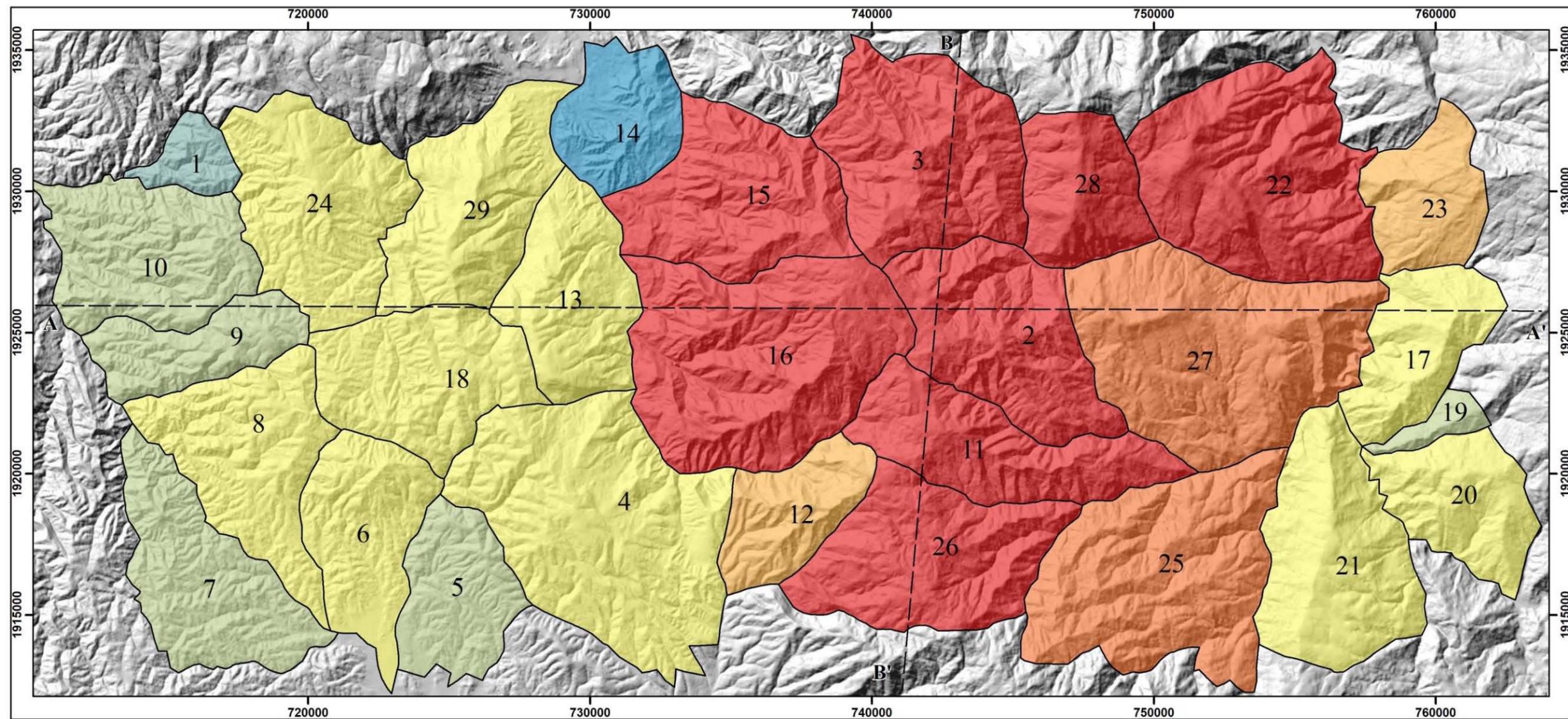


Figura 32. Alturas máximas absolutas por mesobloque.

El segundo rango de los bloques intermedios está integrado por las estructuras: 4, 6, 8, 13, 18, 24, 29, 17, 20 y 21 (2 250 - 2,450 msnm) son parte de la porción occidental de la Sierra de Juárez (Fig. 32). El relieve de este territorio es de lomeríos y montañas medias, todas ellas modeladas por densas redes fluviales de patrones dendríticos, que presentan un control estructural marcado y asociado a fallas que se disponen en sistemas ortogonales. Por otro lado, el extremo suroriental de la zona de estudio, incluye tres estructuras (17, 20 y 21) las cuales están delimitadas por afluentes del río Quiotepec, asociado a montañas medias y un frente montañoso, ambos modelados por la acción fluvial de manera intensa.

El último rango, está representado por las estructuras 12 y 23 (2 450 – 2 700 msnm), representan terrenos de transición hacia los mesobloques más altos (Fig. 32) y están modeladas por la acción fluvial de manera intensa.

Las estructuras más elevadas están divididas en dos rangos: 2 700 – 2 900 y 2 900 – 3 120 msnm. El primero de ellos comprende las estructuras 25 y 27, las cuales se localizan en el borde oriental de la zona montañosa en la Sierra de Juárez (Fig. 32), en donde los profundos valles y afluentes del río Quiotepec delimitan cada una de estas unidades. En este sector predominan formas erosivas del terreno, a partir de la presencia de una red fluvial de patrón dendrítico.

Por último, los mesobloques de mayor altitud incluyen las estructuras 2, 3, 11, 15, 16, 22, 26 y 28 (2 900 – 3 119msnm), se localizan en la porción central del área de estudio (Fig. 32), en donde predominan morfologías erosivas fluvio-gravitacionales, hecho que condiciona la presencia de cimas discontinuas y con una dinámica remontante. Cabe mencionar que el drenaje que integra esta zona obedece a patrones rectilíneos y de confluencias angulosas, por lo que los límites interbloque están bien definidos.

El siguiente paso en el análisis de esta variable (*H*), fue la elaboración de un perfil geomorfológico, con el objetivo de identificar las características morfoestructurales de los mesobloques. Este corte es transversal al macizo montañoso principal de la Sierra de Juárez, por lo que mantiene una dirección preferencial este-oeste (Fig. 33), presenta valores de altitud máxima entre 2,000 y 3,100 msnm, lo que da como resultado una diferencia de 1,100 m. Este contraste topográfico favorece la presencia de fuertes inclinaciones en el terreno, así como

una sucesión de profundos valles, en los que la presencia de fracturas y fallas se infiere a partir de las rupturas de pendiente sobre las laderas.

En general, se trata de una estructura lineal en horst y una sucesión de fosa-pilar-fosa (Fig. 33). La porción occidental del corte se caracteriza por un conjunto lineal de mesobloques en horst y que corresponden al *piso* del movimiento relativo asociado a la Falla Oaxaca (Fig. 33.a.).

Todos ellos presentan altitudes entre 2 000 y 2 450 msnm, donde predomina un denso drenaje de patrón dendrítico, lo que favorece la presencia de un relieve erosivo fluvial. Estas características ponen de manifiesto una dinámica tectónica estable, que tiene reflejo en una superficie de pocos desniveles topográficos. Cabe señalar que la presencia de estructuras disyuntivas se observa en la densidad de valles y confluencias angulosas vistas en planta, hecho que se vincula con los procesos neotectónicos en este sector.

La porción centro-oriente del perfil se define como una estructura de fosas y pilares en horst asimétricos (Fig. 33), todos ellos con una intensa fracturación interna. En ella se disponen dos estructuras en graben, la primera de ellas se localiza sobre el río Las Vueltas (oeste de la zona de montaña) y se caracteriza por la presencia de procesos erosivos en las laderas del valle, así como una gran amplitud del cauce, hecho que tiene relación con los mecanismos distensivos de la Falla Oaxaca (Fig. 33.a.).

Del mismo modo, el sector oriental de la Sierra de Juárez corresponde a una fosa tectónica, la cual se dispone sobre el valle del río Quiotepec, en donde la presencia de estructuras disyuntivas tiene reflejo en la configuración de un drenaje de patrón ortogonal, así como, lineamientos de cauces y angostos valles de fondo plano, lo que ha modelado una superficie irregular en las laderas (Fig. 33 y 34).

Por último, la zona cumbral ocupa los valores de altura más elevados de la zona de estudio (2700 – 3100 msnm), por lo tanto, predomina un relieve erosivo (circos erosivos, escarpes, saltos de cabecera), lo que favorece que las cimas posean superficies discontinuas (vistas en planta) y con ello, la morfología irregular de los parteaguas. Estas características han modelado una morfología asimétrica en las cimas, producto de la erosión diferencial sobre un material dúctil (cataclasitas del Mesozoico).

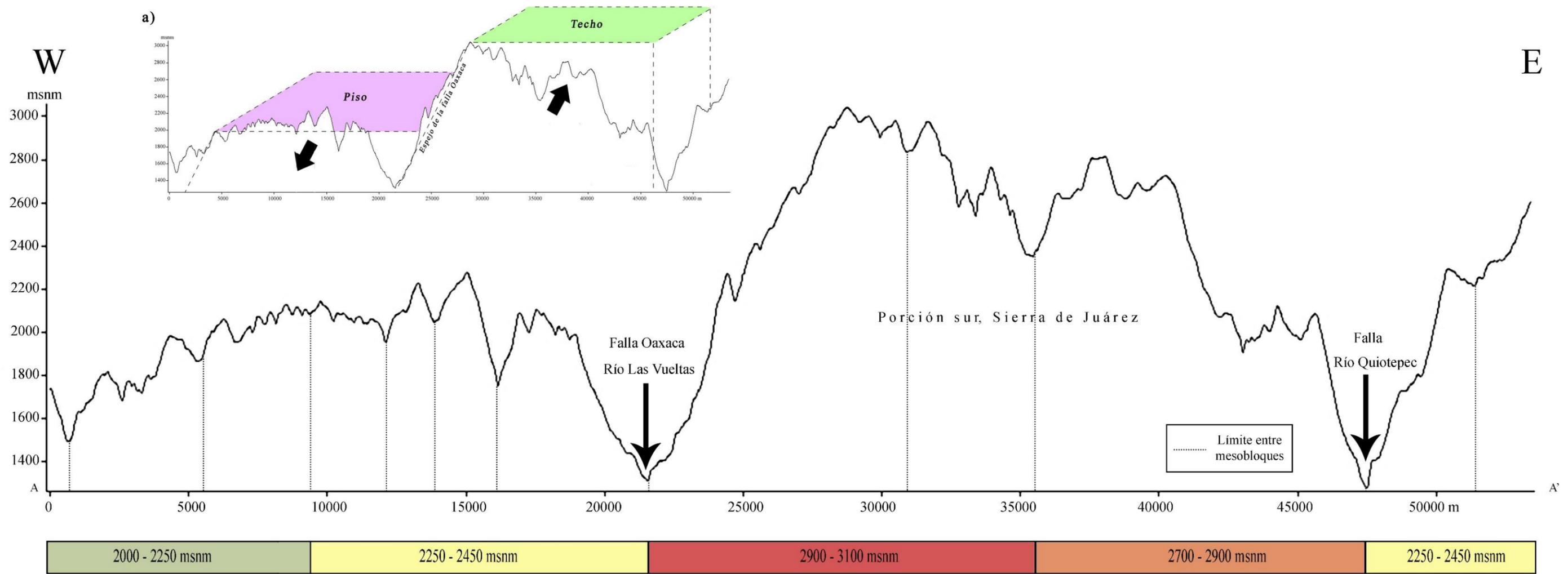


Figura 33. Perfil geomorfológico oeste-este, en donde se observan cuatro rangos distintos de altura máxima absoluta por mesobloque. a) Esquema del mecanismo normal de la Falla Oaxaca, en donde se identifica el *piso* y *techo*, entre el movimiento relativo.

4.2.2 Altura relativa (*h*)

Corresponde a la diferencia que existe entre la altura máxima absoluta del mesobloque y la altitud de su base (Fig. 29). De tal forma que, muestra de manera indirecta, los mecanismos tectónicos (levantamiento-hundimiento y tensión-distensión).

Como primer paso en la generación del documento cartográfico, se calcularon los valores de altura relativa de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$h = H - h3$$

H valores de altura máxima absoluta

h3 altitud de la base, (se obtiene del promedio altitudinal de los puntos extremos del eje menor (*h1* y *h2*)).

$$h3 \text{ se obtiene: } h3 = \frac{h1+h2}{2}$$

Los valores obtenidos se interpolaron con la base de datos general y con ayuda de un SIG (Arcgis 10.2.2) se incorporaron a la base de datos de los mesobloques con la herramienta *Join*.

Con el procedimiento descrito se obtuvieron cuatro variantes cartográficas, en cada una los índices se agruparon con distintos rangos (3, 4, 7 y 10), con la intención de seleccionar el mapa de mayor contraste de altura relativa entre los mesobloques y su vínculo móvil con la tectónica y la existencia de dinámica acumulativa y erosiva al interior de cada uno de ellos. Se seleccionó el mapa donde los índices están agrupados en cuatro rangos, en metros: 170 – 350; 350 – 600; 600 – 800; y 800 – 1 290 (Fig. 34).

El primer rango incluye los mesobloques 1, 5, 7, 8, 9, 14, 18, 19 y 26 y corresponden a los mesobloques más bajos (170 – 350 m) (Fig. 34). Para su explicación se han dividido en tres grupos tomando en cuenta sus características morfológicas (erosivo fluvial-gravitacional).

El primer grupo comprende los mesobloques 1, 5, 7, 8, 9 y 18 y ocupan el sector occidental (Fig. 34). Estas estructuras se caracterizan por presentar un relieve de montañas medias y lomeríos, que se disponen sobre el basamento más antiguo del área de estudio (gneises del Precámbrico).

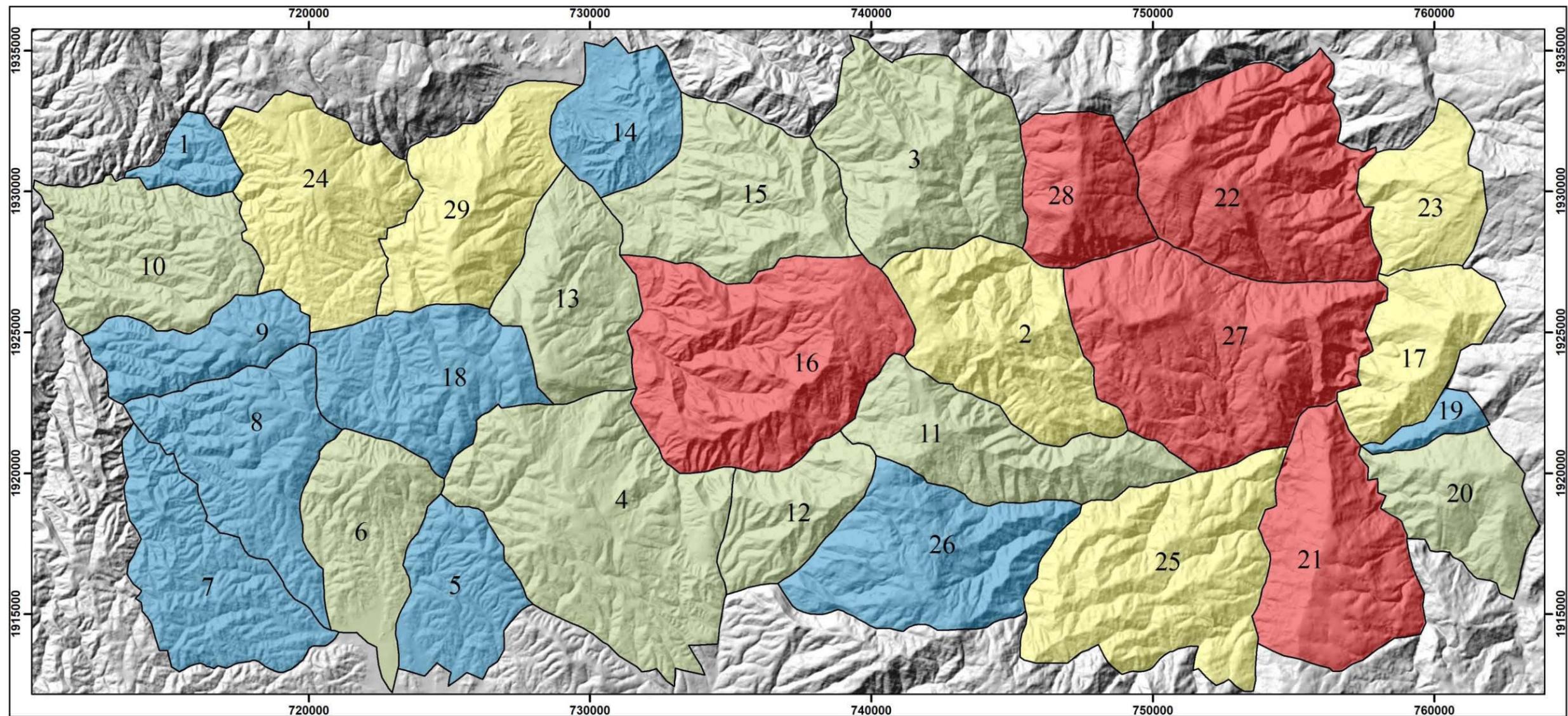
El segundo grupo de los mesobloques bajos está integrado por la estructura 26 y 19, se localizan en el centro-sur y extremo oriental del área de estudio, respectivamente (Fig. 34). Forman parte de una zona montañosa, en donde la dinámica tectónica está condicionada por un intenso trabajo erosivo fluvio-gravitacional, vinculado a sistemas fluviales bien integrados y valles profundos.

El último grupo está representado por el mesobloque 14, el cual se localiza en la porción septentrional de la zona de estudio y corresponde a la planicie aluvial del río Las Vueltas, en donde la dinámica que prevalece es la acumulativa sobre los procesos erosivos fluviales, hecho que es responsable de la existencia de una amplia superficie subhorizontal y en algunos sectores ligeramente inclinada.

El siguiente rango de análisis corresponde a los mesobloques *de transición-bajos*, localizados entre los 350 - 600 m, en este rango se incluyen las estructuras 3, 4, 6, 11, 12, 13 y 15 (Fig. 34). Todos ellos corresponden a un relieve de montaña, en el cual la influencia de la tectónica a través de una densa red ortogonal de disyunciones, favorece la incisión fluvial. La amplitud del relieve en esta zona se relaciona con los procesos exógenos, en particular, con los gravitacionales que tienen un vínculo estrecho con las fallas activas de la región.

Por otro lado, los mesobloques 10 y 20, se localizan en los extremos noroeste y sureste del área de estudio (Fig. 34), en una zona de montañas medias, donde los procesos erosivos han condicionado un bajo contraste altitudinal, que va en aumento debido a la existencia de procesos erosivos intensos, de alguna manera, esta característica hace a la estructura más ligera y favorece una respuesta *isostática*.

Los mesobloques considerados *de transición-altos* integran el rango entre 600 – 800 m, se localizan al oeste y al este de la zona de estudio. El primer caso, estructuras 24 y 29, se asocian con las superficies bajas y *de transición-bajos*, al ser estructuras erosivas, han presentado un mecanismo de levantamiento sobre las unidades adyacentes. Al sobresalir de su entorno y estar rodeadas por estructuras de menor altura (*bajos y de transición-bajos*), existe la hipótesis, que al ser el basamento de la región (gneises del Precámbrico), son más pesadas, o bien, la dinámica acumulativa que existe en ellas no permite su levantamiento en una zona tectónicamente activa.



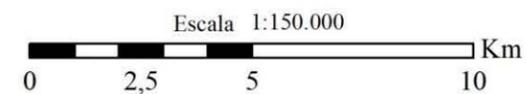
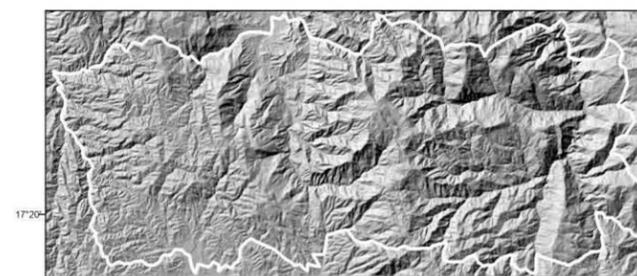
LEYENDA

Altura relativa: Mesobloques (m)

- 170 - 350 Bajos
- 350 - 600 De transición-bajos
- 600 - 800 De transición-altos
- 800 - 1290 Altos

Símbolos complementarios

- Límite de mesobloques
- Perfil Geomorfológico



Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía

Elaboró: Hugo Oswaldo Herrera Lira
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 34. Distribución espacial de las alturas relativas por mesobloque.

Los mesobloques 2, 17, 23 y 25 forman parte del grupo *transición-altos* (600 – 800 m) y se localizan al este (Fig. 34), sobre un relieve de montaña, caracterizado por la presencia de profundos valles fluviales y fuertes inclinaciones sobre las laderas, todas ellas vinculadas a procesos erosivos fluvio-gravitacionales. Estas características hacen suponer, a manera de hipótesis, que la estructura sea más ligera, lo que favorece un mecanismo de levantamiento, este hecho se ve reforzado por la distribución espacial que presentan, bordeando las estructuras más altas a manera de premontañas.

Por último, el grupo de mesobloques altos incluyen los valores entre 800 – 1 290 m, se localizan en la porción centro y oriente de la Sierra de Juárez e incluyen las estructuras 16, 21, 22, 27 y 28 (Fig. 34). En general, se trata de un relieve de montaña, en donde la dinámica tectónica ha condicionado la formación de las mayores elevaciones, todas ellas modeladas por un drenaje denso.

La altura relativa muestra las estructuras que han tenido un mayor movimiento en la vertical respecto a sus terrenos adyacentes, esta característica puede indicar una persistencia de los movimientos ascendentes y, por lo tanto, los territorios más inestables. Lo contrario sucedería con las superficies más deprimidas, que se podrían considerar menos móviles y más estables.

4.2.3 Longitud de eje (*E2*)

Esta variable permite identificar la configuración transversal de los mesobloques, su orientación y disposición en el terreno. Se parte de la hipótesis que, a mayor altitud de la estructura, mayor longitud del eje menor (anchura de la unidad), lo que permite una estabilidad aparente durante los mecanismos de levantamiento y su localización en pisos altitudinales superiores. En este marco, cabe mencionar que la anchura también está relacionada con los terrenos menos deformados por movimientos transcurrentes, lo que resalta los movimientos verticales de cada unidad.

El primer paso en la elaboración de este mapa, fue la identificación de la mayor altitud en cada mesobloque, con la intención de hacer coincidir el trazo de los ejes (mayor y menor) con este punto (Fig. 35), todo ello de acuerdo a la metodología propuesta por Orlova (1976), en donde se propone que el análisis de las estructuras en bloque, se realiza a partir de las

zonas cumbrales, debido a que son las porciones con menor exposición a los procesos erosivos.

La segunda parte de este proceso fue el cálculo de la longitud para el eje mayor y menor, de tal forma que, los datos obtenidos se incluyeron a la base de datos general (Fig. 31) y se interpolaron con la tabla de valores del *shape* de mesobloques con ayuda de un SIG (Arcgis 10.2.2). De esta manera, se generaron tres variantes de mapa con distintos rangos (3, 4 y 5), con el objetivo de seleccionar el mapa que reflejara el mayor número de contrastes en la longitud del eje menor. De tal modo que, las características que se buscaban lo reflejaba el documento que contenía todos los datos en tres rangos: 1.5 – 3.4 km inferiores; 3.4 – 5 km medios; y 5 – 7.2 km superiores (Fig. 35).

El primer intervalo corresponde a los valores entre 1.5 – 3.4 km (inferiores), los cuales se distribuyen en la periferia del área de estudio y corresponden a los mesobloques 1, 9, 12 y 19, todos ellos localizados en los niveles altitudinales más deprimidos, sobre un relieve de lomeríos, al oeste (basamento Precámbrico) y montañas medias, al este (calizas del Mesozoico) (Fig. 35). Su configuración espacial se asocia con un sustrato antiguo (basamento), deformado (calizas) y densamente fracturado en ambos casos.

Cabe destacar que la estructura 12, al sur (Fig. 35), no corresponde con el contexto longitudinal de las unidades adyacentes, su localización se relaciona con la Falla Oaxaca, la cual, ha favorecido su fragmentación. Hay que mencionar que se ubica en una porción elevada (> 2 450 msnm), hecho que tiene relación con un mecanismo de levantamiento, presente a lo largo de la porción sur de la Sierra de Juárez.

El segundo rango corresponde a los medios, en donde el intervalo es de 3.4 – 5 km. Para su explicación se dividió en: oeste, centro y este. El primer sector (oeste), incluye las estructuras 5, 6, 7, 8, 10, 13, 14, 15, 17, 18, 20, 21, 23, 28 y 29, todas ellas sobre un relieve de montañas medias y lomeríos (Fig. 35). Su arreglo, en la periferia, se asocia a un movimiento compresivo que ha provocado el levantamiento de un pilar tectónico asociado a la dinámica de la Falla Oaxaca, esta situación se observa en la figura 33, en donde los bloques mencionados se localizan en los extremos del perfil.

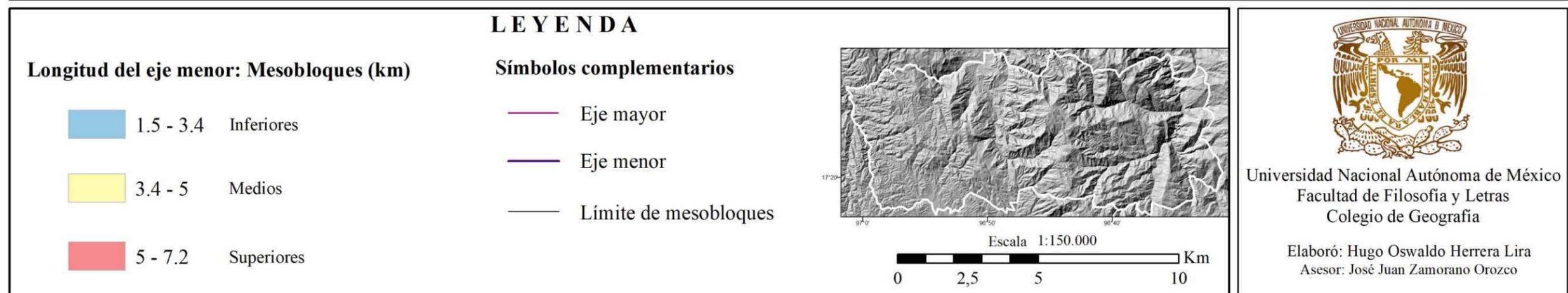
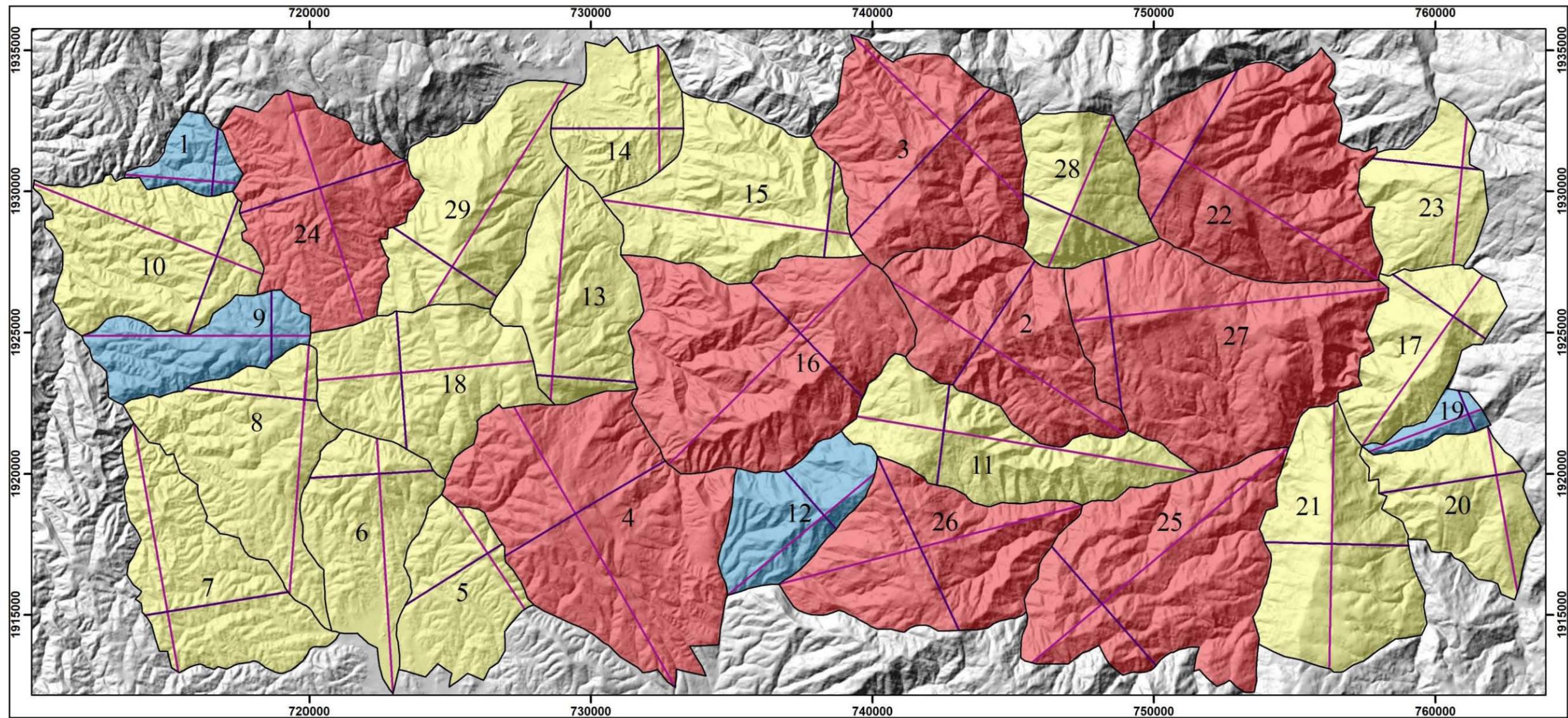


Figura 35. Distribución espacial de las longitudes de eje menor por mesobloque.

El mesobloque 11 está inmerso en el grupo de estructuras superiores (Fig. 35), esta situación es difícil de explicar y por ello se tienen dos hipótesis. La primera, se vincula a la existencia de fallas que ejercen un fuerte control estructural y que tienen una dirección similar al eje menor. La segunda, se vincula con la existencia de un sustrato de fácil compresión (cataclasitas del Mesozoico), característica que ha favorecido su deformación.

El último intervalo corresponde a los superiores e incluye los mesobloques 2, 3, 4, 16, 22, 24, 25, 26 y 27, todos ellos con un rango de 5 a 7.2 km. Se localizan en el centro-este de la zona de estudio y corresponden a un relieve montañoso (Fig. 35), en donde el sustrato que predomina son las cataclasitas, si bien estas rocas son deformables, la tectónica representada por fallas activas extensas definieron el borde de las estructuras, favoreciendo el ensanchamiento de su base.

4.2.4 Área de mesobloques (A)

Esta variable se vincula con la existencia de fracturas y fallas en el terreno, todas ellas, condicionadas por el arreglo estructural, tectónica regional y tipo de roca. De este modo, se parte de la hipótesis que, a mayor presencia de estructuras disyuntivas, menor área; y, a menor fracturación, mayor superficie.

Como primer paso en la elaboración de este mapa y utilizando un SIG (Arcgis 10.2.2), se calculó la longitud del eje mayor y eje menor (Fig. 29). Los valores obtenidos se compilaron en la base de datos general (Fig. 31) y se realizó el producto de ambas, de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$A = E1 * E2$$

E1 longitud del eje mayor (km)

E2 longitud del eje menor (km)

Los datos obtenidos se agregaron a la tabla de valores de los mesobloques con ayuda de la herramienta *Join* (Arcgis 10.2.2) y de esta manera, se obtuvieron cuatro mapas con diferentes rangos (3, 4, 5, 7), de ellos se seleccionó el mapa de mejor distribución espacial de áreas. El rango elegido fue de: 6 – 27, 27 – 47, 47 – 60 y 60 – 75 km².

Los mesobloques menores corresponden al rango de área entre 6 – 27 km², todos ellos distribuidos en la periferia del área de estudio (Fig. 36). De acuerdo a su distribución espacial se pueden clasificar en tres secciones, oeste, este y centro.

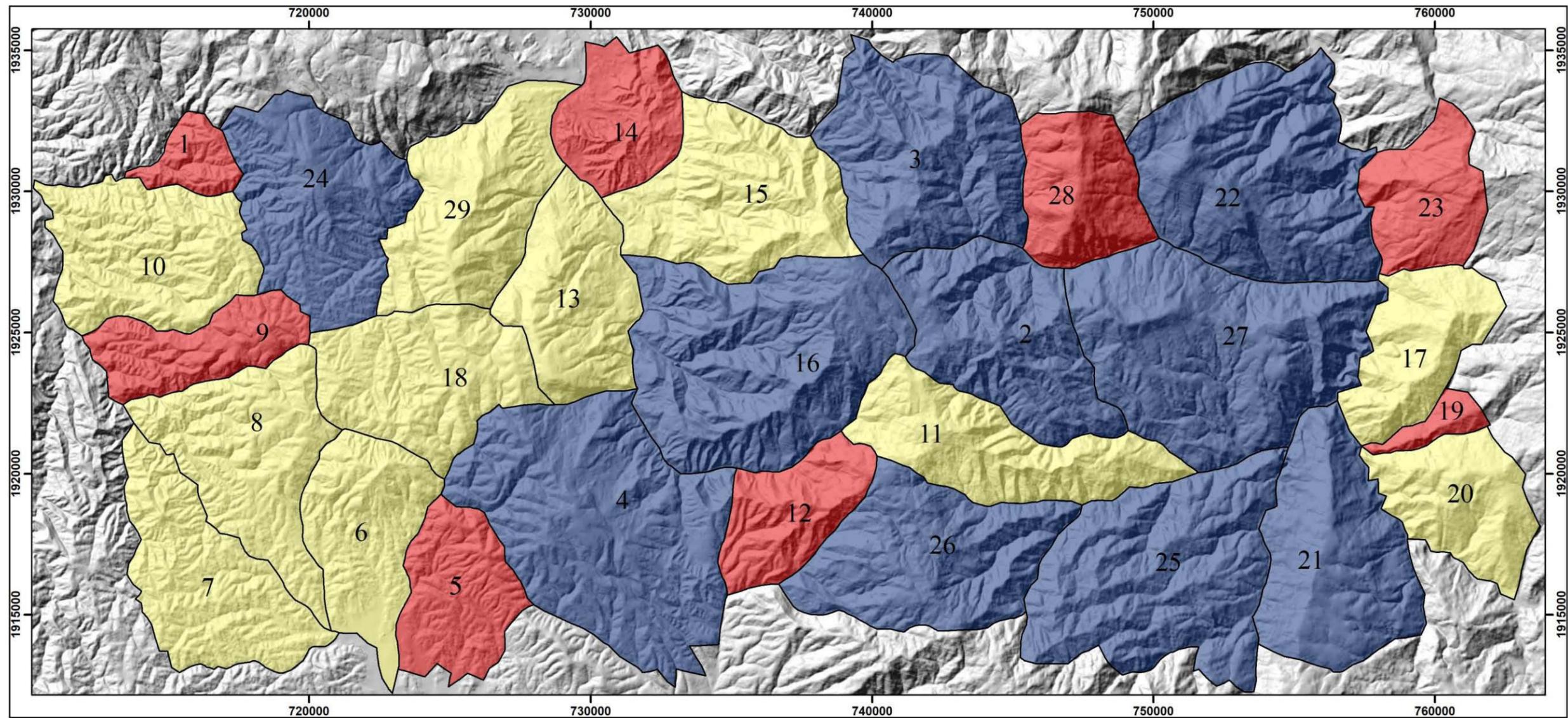
La primera sección de este rango está integrada por las estructuras 1, 5, 9 y 14 y se localizan al oeste de la Sierra de Juárez (Fig. 36). Su distribución está asociada al basamento (gneises del Precámbrico). Estos terrenos han estado sujetos a procesos neotectónicos regionales constantes, a lo largo de mucho tiempo, factor que explica el intenso fracturamiento, la existencia de un área menor y procesos de erosión intensos.

El mesobloque 14 tiene características litológicas distintas (arenisca-conglomerado del Cenozoico) y su fragmentación (< área) se vincula con la proximidad de la Falla Oaxaca (FO), al este.

Los mesobloques 12 y 28 localizados al centro (Fig. 36), se componen de cataclasitas (Mesozoico) y definen relieves montañosos deformados, fracturados y con una intensa erosión, todas estas características en estrecho vínculo con la dinámica de la Falla Oaxaca.

Por último, los mesobloques 19 y 23 (6 – 27 km²), localizados al oriente (Fig. 36), corresponden a un relieve montañoso, fracturado y vinculado a la dinámica de un sistema de fallas por donde el río Quiotepec fluye a través de valles profundos.

Los mesobloques medios (6, 7, 8, 10, 11, 13, 17, 18, 20 y 29) integran el segundo rango y son de transición, las superficies que comprenden son de 27 – 47 km² (Fig. 36). Para su explicación se han dividido en dos grupos, el primero, se ubica al oeste de la Sierra de Juárez y corresponde a los mesobloques 6, 7, 8, 10, 13, 15, 18 y 29 (Fig. 37). Todos ellos, en gneises del Precámbrico, la diferencia con el grupo anterior es la morfología, constituida por montañas medias alternadas con lomeríos, característica que influye en la fragmentación disyuntiva, más no se descarta que esta característica exista y esté cubierta por el material de acarreo de las zonas más elevadas.



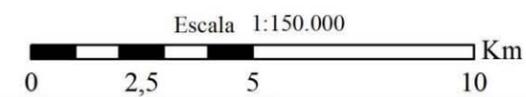
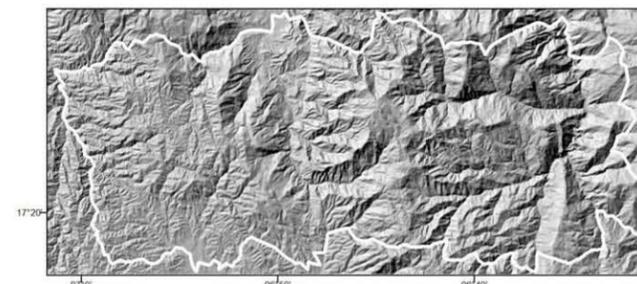
LEYENDA

Área: Mesobloques (km²)

- 6 - 27 Menores
- 27 - 47 Medios
- 47 - 75 Mayores

Símbolos complementarios

- Limite de mesobloques
- Perfil Geomorfológico



Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía

Elaboró: Hugo Oswaldo Herrera Lira
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 36. Distribución de los rangos de área por mesobloque, porción sur de la Sierra de Juárez

El segundo grupo de los mesobloques medios (11, 17 y 20) presenta áreas que varían de 27 a 47 km², todos ellos, localizados al este (Fig. 36). De este conjunto llama la atención la unidad 11, por localizarse entre los más extensos y sugiere una superficie de transición. Hay que mencionar que sus límites están representados por extensos valles profundos, controlados por fallas regionales de la región. La estructura 17 y 20, reflejan un control estructural de las estructuras mayores, característica que no permitió su fragmentación.

Los mesobloques mayores presentan un área que varía de 47 a 75 km², todos ellos en la porción centro y noroeste (Fig. 36). Las estructuras 2, 3, 4, 16, 21, 22, 25, 26 y 27 (al centro), representan superficies montañosas y sus límites están definidos por el arreglo tectónico de las fallas mayores (ortogonal), características que se reflejan en valles profundos con dirección este-oeste y norte-sur. El sustrato de alguna manera es responsable de la inexistencia de fallas al interior de cada unidad, al estar constituidos de cataclasitas favorece la deformación y no la ruptura, por lo tanto, se definen áreas mayores.

El segundo grupo de los mesobloques mayores está representado por el 24, localizado al noroeste (Fig. 36). Esta unidad representa la porción más elevada de la región de lomeríos y montañas medias, por lo que su extensión, mayor al contexto de las estructuras adyacentes, se explica por la presencia de un material distinto (calizas del Mesozoico), que favorece la deformación sobre la ruptura, y por tanto, se definen superficies más extensas.

4.2.5 Relación entre altura relativa y longitud del eje menor

Este índice se vincula con la estabilidad o inestabilidad de los mesobloques, de tal forma que, su movilidad vertical depende del arreglo y dimensión de la estructura, Simonov, Y. (1985). Esto quiere decir que, un basamento más ancho, favorece la evolución de unidades más elevadas y alejadas del nivel base, por tanto, se consideran estables.

En el caso contrario, los mesobloques de base angosta tienen menor soporte, debido a que las laderas forman superficies verticales susceptibles a la erosión y procesos gravitacionales, por lo que estas estructuras se encuentran, a menudo, a menor distancia del nivel de base local. Estas características hacen que las estructuras sean inestables.

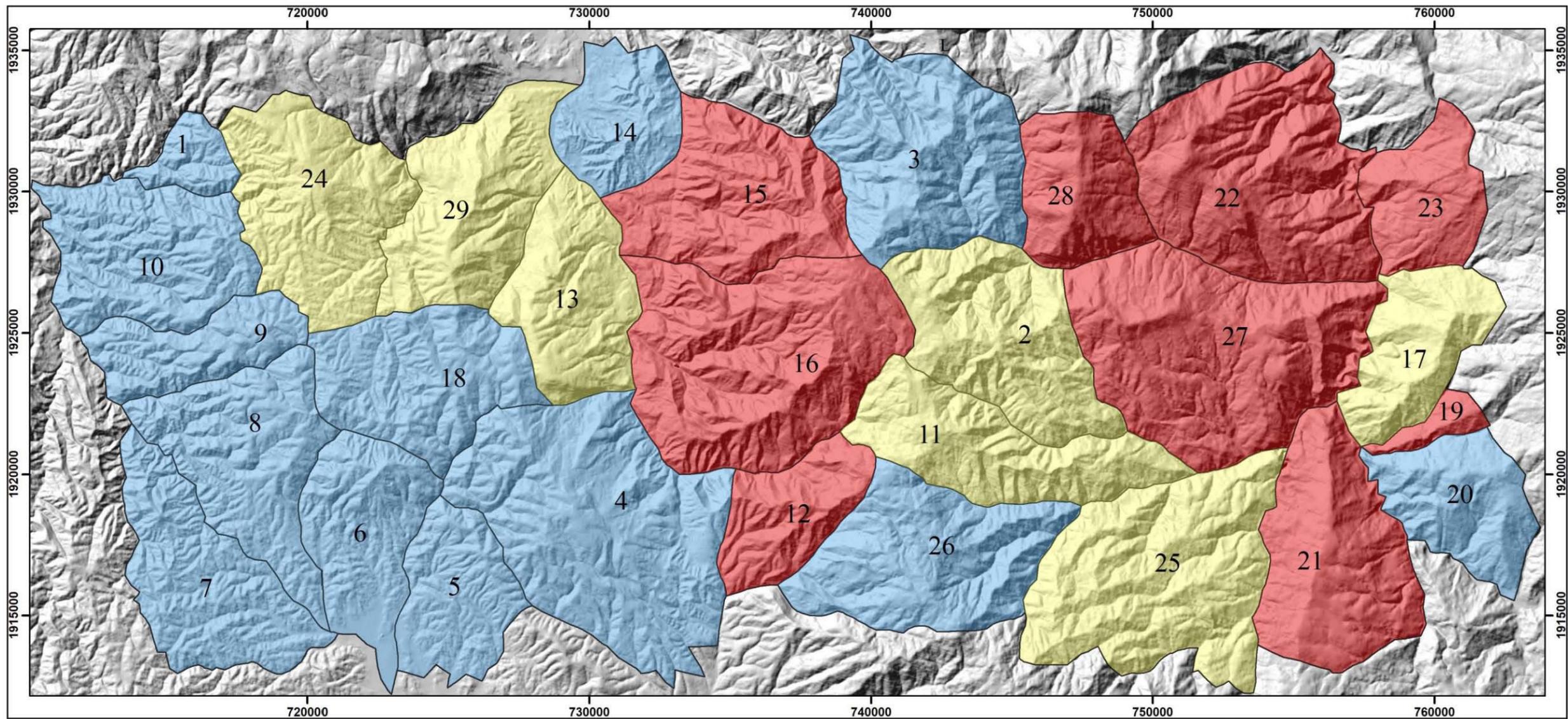
La relación altura relativa sobre longitud del eje menor ($h/E2$) determina que, cuando el índice es mayor, los mesobloques tenderán a ser inestables, y, a menor valor, mayor estabilidad (aparente), Ortíz, *et. al.* (1992).

Para la elaboración de este mapa se utilizaron los valores de altura relativa (h) y longitud del eje menor ($E2$), explicados en los apartados anteriores, con los cuales, se calculó $h/E2$, para cada unidad. El segundo paso fue la interpolación de los resultados con el *shape* de mesobloques, a partir del cual se generaron dos variantes cartográficas con diferentes rangos (3 y 4), con el fin de hacer evidentes lineamientos continuos y que reflejaran un mayor contraste espacial de los bloques de mayor y menor estabilidad aparente y su relación con el contexto tectónico de la zona. De este modo se eligió el mapa que agrupaba sus valores en tres rangos: 0.074 – 0.22; 0.22 – 0.32; y, 0.32 – 0.45 (Fig. 37).

Los mesobloques que forman parte del primer grupo son los estables, todos ellos con un índice que varía entre 0.074 – 0.22, para su explicación se han dividido en dos grupos de acuerdo a su distribución espacial: oeste y este. El primero de ellos, los más occidentales, están integrados por las unidades 1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 14 y 18 (Fig. 38). En general, la morfología es de lomeríos, lo que hace que no existan contrastes altitudinales de importancia. Hay que destacar la existencia de una base estructural amplia en la mayoría de las unidades de este grupo, hecho que favorece su estabilidad aparente.

El sector oriental comprende los mesobloques 3, 20 y 26, la característica de estas estructuras es su aislamiento en un terreno de montaña, lo que favorece la presencia de marcados contrastes altitudinales, sin embargo, la amplitud de su base (> 3.5 km) ofrece mayor soporte a la estructura, por lo tanto, mayor estabilidad aparente (Fig. 37).

El siguiente rango corresponde a los mesobloques de transición, todos ellos distribuidos en dos regiones, noroeste y centro-sureste. El sector noroccidental comprende las unidades 13, 24 y 29, en una zona de premontañas, donde la altura relativa oscila entre 350 - 800 m, mientras que su base varía entre 3.5 y 7 km, características que favorecen que estas estructuras tiendan a ser estables o de transición hacia cualquiera de los extremos (Fig. 37).



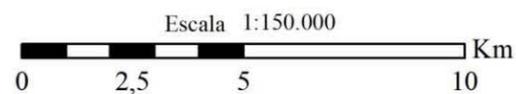
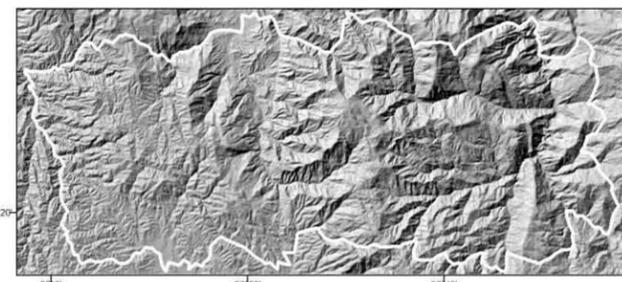
LEYENDA

Relación: Altura relativa/Eje menor

- 0.074 - 0.22 Estables
- 0.22 - 0.32 De transición
- 0.32 - 0.45 Inestables

Símbolos complementarios

— Limite de mesobloques



Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía

Elaboró: Hugo Oswaldo Herrera Lira
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 37. Distribución espacial del índice de altura relativa (h) / eje menor ($E2$).

Por otro lado, el grupo de mesobloques localizados al sureste del área de estudio comprende las unidades 2, 11, 17 y 25 (Fig. 37), todas ellas en relieve montañoso, por lo que su altura relativa refleja marcados contrastes altimétricos (350 – 800 m), así como una base amplia (>3.5 km). Estas estructuras se definen como propensas a ser inestables, por su contexto espacial, debido al fuerte control tectónico regional vinculado a la Falla Oaxaca, lo que ha provocado una dinámica compresiva y deformación en todas ellas.

Por último, los mesobloques inestables ocupan un rango entre 0.32 - 0.45 y corresponden a las unidades 12, 15, 16, 19, 21, 22, 23, 27 y 28, todas ellas localizadas al centro y este de la zona de estudio (Fig. 37). En general, se trata de un relieve montañoso con numerosos desniveles de altura, asociados a los esfuerzos de compresión de la Falla Oaxaca, mecanismo que ha provocado que las estructuras se localicen en los niveles altitudinales superiores. Cabe señalar que la presencia de una densa red de fracturas ha definido el borde de las mismas, lo que favorece que su base sea angosta. Estas características definen una serie de mesobloques con una fuerte inestabilidad, hecho que tiene reflejo en un marcado desarrollo de procesos fluvio-gravitacionales.

4.2.6 Relación de longitud del eje menor y eje mayor

El objetivo de esta variable es identificar la morfología del mesobloque visto en *planta*, a partir de una geometría rectangular. De tal forma que, si el resultado de la relación es igual a 1.0 definirá una figura cuadrada, y, un valor cercano a 0.0 se vincula con morfologías más alargadas (rectangulares).

La morfología de las estructuras bloque está delimitada por fallas y fracturas, este hecho se refleja a través de lineamientos extensos que se asocian a valles rectilíneos y profundos; abras en los parteaguas y planicies fluviales encajonadas. El punto de partida en este método, supone que entre más irregular es el mesobloque es más inestable, es decir, entre más alejado de una geometría rectangular.

La relación entre eje menor y mayor define estructuras de morfología alargada o simétrica, de acuerdo a la clasificación de mesobloques propuesta por Simonov, Y. (1972):

Índice $E2/E1$	Tipo de bloque
0 – 0.2	Muy alargado
<hr/>	
0.21 - 0.4	Alargado
0.41 - 0.6	Poco alargado
0.61- 0.8	Regular
0.81 - 1.0	Simétrico

Como primer paso en la elaboración de este mapa, se empleó la fórmula $E2/E1$ para cada estructura y los valores obtenidos se interpolaron al *shape* de mesobloques con ayuda de un SIG (Arcgis 10.2.2). A continuación, se asignaron rangos de acuerdo a la clasificación hecha por Simonov, Y. (1972), lo que dio como resultado un mapa con cuatro rangos: 0.21 – 0.4, 0.41 – 0.6; 0.61 – 0.8; y 0.81 – 1.0 (Fig. 38). Cabe mencionar que el producto de este índice para las 29 estructuras varía entre 0.292 y 0.991, por lo que en este mapa no se identificaron mesobloques de tipo *muy alargados* (con rango de 0 a 0.2) y se inicia con los que hemos denominado *alargados*.

Las unidades 9, 11, 15 y 19, pertenecen al tipo de mesobloques *alargados*, es decir, más inestables (con rango de 0.21 a 0.4), se distribuyen en la periferia y centro del área de estudio. Se caracterizan por ser las estructuras con morfología menos rectangular y con una expresión más alargada que el resto, hecho que tiene relación con la presencia de estructuras disyuntivas dispuestas en dirección W-E, lo que pone de manifiesto un intenso fracturamiento en esta misma dirección.

Los mesobloques *poco alargados* presentan un índice entre 0.41 - 0.6 (Fig. 38), para su estudio se han dividido en occidentales y orientales. El primer grupo, está compuesto por las unidades 1, 4, 6, 7, 8, 10, 13 y 29. Los ejes mayores de estas estructuras coinciden con el rumbo de los principales fracturamientos: N-O, NE, NNE y N-S.

El segundo grupo de mesobloques denominado *poco alargados*, está representado por las unidades 2, 12, 16, 17, 21, 25 y 27 y se localizan en el centro del mapa (Fig. 38), en donde el relieve es montañoso. La orientación de los ejes mayores en todos los casos es este-oeste y tiene relación con la tectónica local de la Sierra de Juárez.

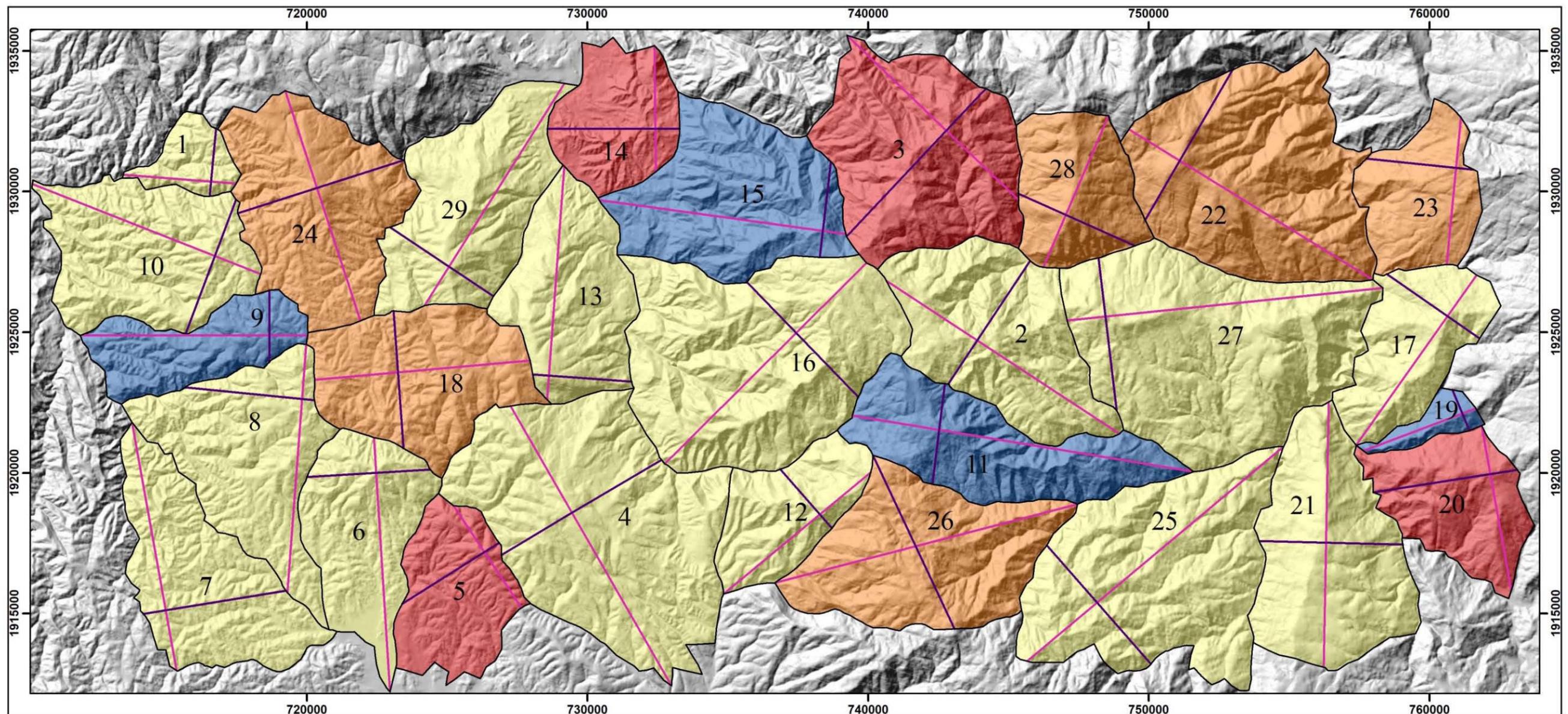
Hay que mencionar que los mesobloques 2, 16, 17 y 27, de este grupo, se disponen a manera de morfoalineamiento con dirección preferencial E-W, en donde el control estructural está a cargo de una falla sin nombre, que se dispone a lo largo del valle del río Quiotepec, este subgrupo sirve como límite entre este rango (0.41 – 0.6) y las estructuras con índice superior (normales: 0.61 – 0.8 y simétricos: 0.81 – 1.0).

Los mesobloques considerados de tipo *regular* (18, 22, 23, 24, 26 y 28), tienen un índice que varía de 0.61 a 0.8, se presentan en dos grupos, el noroeste y el este. El primero (18 y 24), se caracteriza por contener estructuras poco alargadas, hecho que se explica por la presencia de un sustrato distinto a los mesobloques adyacentes (calizas y lutitas del Mesozoico), lo que favorece el fracturamiento sobre la deformación.

La zona centro-sur y noreste (Fig. 38), está integrada por los mesobloques 22, 23, 26 y 28, su arreglo espacial se vincula con la presencia de una densa red de fallas activas, todas ellas con una configuración ortogonal, lo que favorece el fracturamiento estructural en porciones de mayor simetría.

Por último, los mesobloques *simétricos* (3, 5, 14 y 20) se localizan, de manera aislada, al norte y sureste, todos ellos con un índice que varía entre 0.81 a 1.0. Se caracterizan por ser las estructuras de mayor altitud, probablemente por ser territorios en donde los mecanismos de compresión han favorecido su levantamiento.

Por otro lado, la simetría de estos mesobloques se relaciona con un fuerte control estructural, vinculado a una densa red de fallas de configuración ortogonal, lo que favorece la formación de laderas escarpadas y valles profundos, que favorece el desarrollo de procesos gravitacionales.



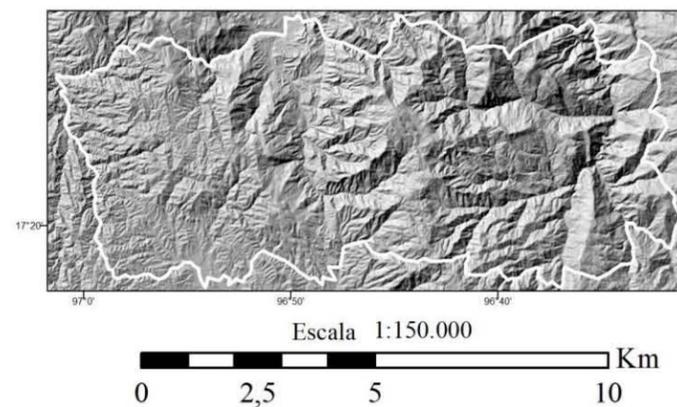
**Simetría de mesobloques
(Relación longitud eje menor-eje mayor)**

- 0.21 - 0.4 Alargado
- 0.41 - 0.6 Poco alargado
- 0.61 - 0.8 Regular
- 0.81 - 1.0 Simétrico

LEYENDA

Símbolos complementarios

- Eje mayor
- Eje menor
- Límite de mesobloques



Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía

Elaboró: Hugo Oswaldo Herrera Lira
Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 38. Arreglo espacial del índice de simetría en mesobloques.

4.2.7 Relación entre altura relativa y área del mesobloque

Este índice se relaciona con la intensidad aparente de los movimientos tectónicos, a partir del análisis del área y la altitud. De este modo, se entiende que entre más grande es la superficie del mesobloque, tiende a ser más estable y lograr mayor altitud. Lo contrario, cuando el área es menor y el terreno alcanza una altitud importante, en este caso, se considera como una superficie inestable.

La relación se obtuvo a partir de los valores de altura relativa y área, de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$h/A$$

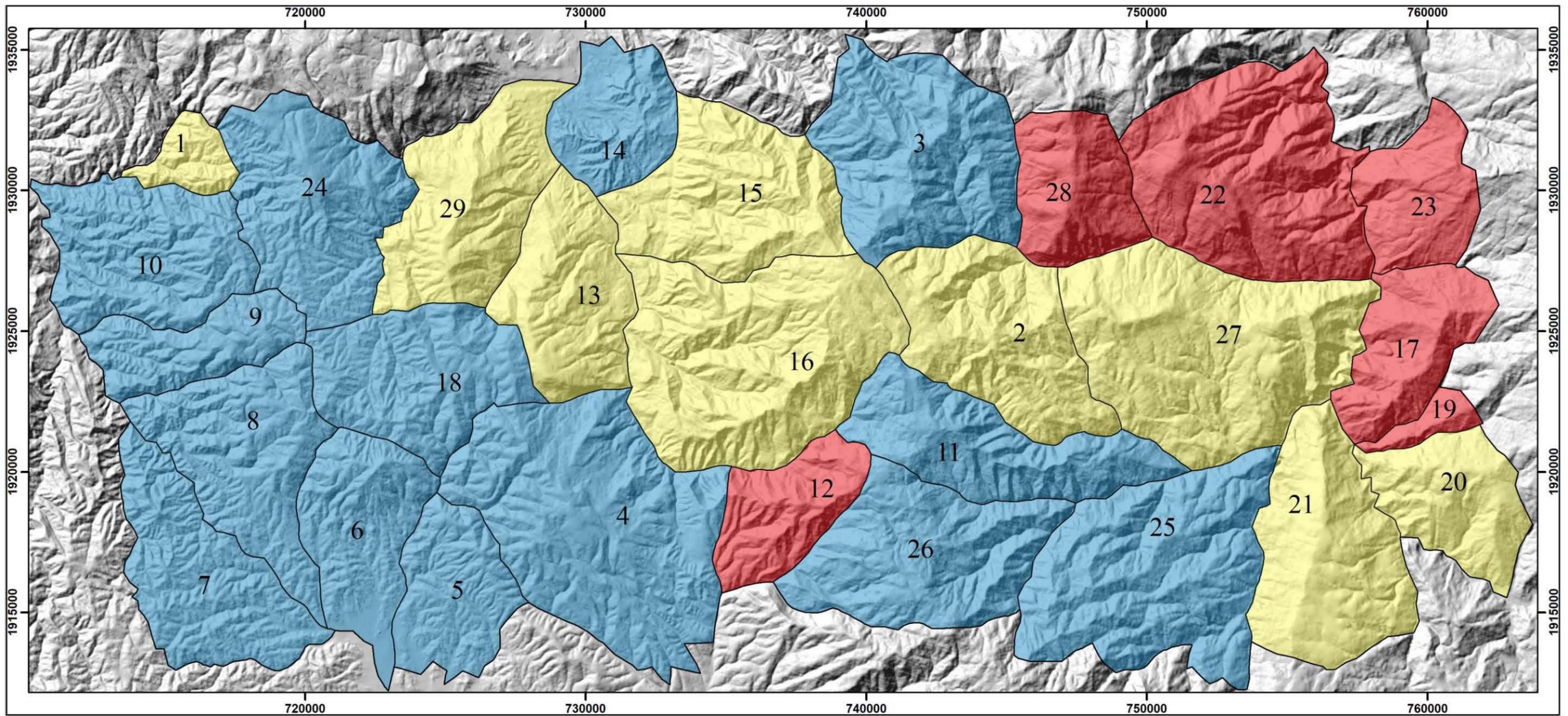
h= Altura relativa del mesobloque

A= Área del mesobloque

Los valores obtenidos se interpolaron al shape de mesobloques con ayuda de la herramienta Join (Arcgis. 10.2.2) y de este modo se generaron dos mapas en donde se agruparon en tres y cuatro rangos. De ellos se escogió el que mostraba el mayor número de contrastes, que en este caso fue el primero y sus intervalos los siguientes: 0 – 15; 15.1 – 20; y, 20.1 – 45.

Los mesobloques estables presentan el índice más bajo, que varía entre 0 – 15, todos ellos distribuidos en dos sectores: oeste y este (Fig. 39). El primer grupo corresponde a las estructuras 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 14, 18 y 24, todas ellas en los niveles altitudinales más bajas de la zona (< 2 450 msnm), por lo que no existen importantes contrastes topográficos. Hay que mencionar que el área de todas estas unidades es amplia, lo que favorece una aparente estabilidad.

En este mismo rango (0 – 15), se incluyen los mesobloques 3, 11, 25 y 26, distribuidos al centro de la zona de estudio, en donde predomina un relieve montañoso y con grandes desniveles altitudinales, sin embargo, todas ellas tienen un área extensa, lo que ofrece mayor soporte a la estructura y con esto, mayor estabilidad (Fig. 39).



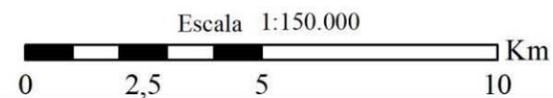
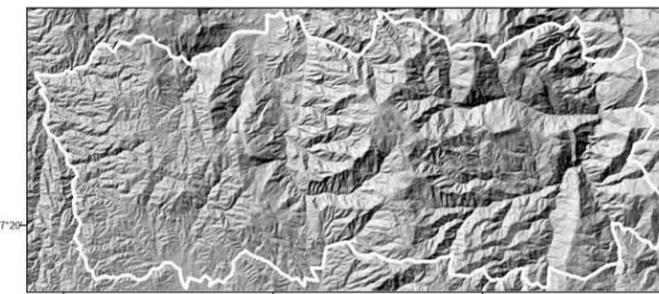
LEYENDA

**Índice de altura relativa/área
(Estabilidad aparente)**

- 0 - 15 Estables
- 15.1 - 20 De transición
- 20.1 - 45 Inestables

Símbolos complementarios

- Límite de mesobloques



Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía

Elaboró: Hugo Oswaldo Herrera Lira
Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 39. Distribución del índice de estabilidad aparente en mesobloques, porción sur de la Sierra de Juárez.

El siguiente rango son los mesobloques de transición y corresponden a las unidades 1, 2, 13, 15, 16, 20, 21, 27 y 29, con un índice entre 15.1 y 20. Se localizan al centro y este de la Sierra de Juárez, en donde predomina un relieve montañoso de fuerte contrastes altitudinales, sin embargo, la mayoría de estas estructuras tienen un área superior a 47 km², por lo que se consideran de transición hacia cualquiera de los dos extremos, estables o inestables.

Hay que mencionar que al noroeste de la zona se localiza el mesobloque 1, aislado al resto de las unidades con el mismo índice (15.1 – 20) e inmerso en una región de estructuras con rangos inferiores (< 15), este hecho se explica a partir de los contrastes altitudinales al interior del bloque y un área angosta (9.7 km²), características que favorecen una estabilidad proporcional entre la altura relativa y la superficie, hecho que pone de manifiesto un intenso trabajo erosivo fluvial vinculado al río San Antonio (Fig. 39).

El último índice varía entre 20.1 – 45 y corresponde a las estructuras 12, 17, 19, 22, 23 y 28, todas ellas al centro y noreste de la zona de estudio (Fig. 39). Se caracterizan por una serie de fuertes contrastes altitudinales, todos ellos vinculados al mecanismo de compresión de la Falla Oaxaca, lo que ha provocado una dinámica vertical en la mayor parte de estas unidades.

Hay que mencionar que la existencia de estructuras disyuntivas con un arreglo ortogonal, han provocado la fragmentación del terreno en dirección oeste-este y norte-sur, por lo que el área de los mesobloques es más angosta que los bloques adyacentes. La combinación de estas características da como resultado una región con una fuerte inestabilidad estructural.

4.2.8 Clasificación de estabilidad relativa de las estructuras bloque

A partir de las variables de altura relativa (h) y longitud del eje menor ($E2$), los mesobloques se clasifican de acuerdo a su nivel altitudinal relativo, mediante un análisis de regresión lineal simple (Fig. 40). Con la intención de determinar la relación entre amplitud y altura de las estructuras, se aplicó el coeficiente de correlación de *Pearson*, con la siguiente ecuación:

$$r = \frac{N \sum xy - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[N \sum x^2 - (\sum x)^2][N \sum y^2 - (\sum y)^2]}}$$

r = coeficiente de relación de Pearson

N = número total del valor en x e y .

x = valor absoluto de longitud del eje menor

y = valor absoluto de la altura relativa

De acuerdo a Levin (1977), el coeficiente de correlación varía entre -1.00 y 1.00. Por lo que la interpretación de los resultados está en función de los siguientes valores:

Correlación negativa		Correlación positiva	
-1.00	Perfecta	0.00	Ninguna correlación
-0.99 a -0.51	Fuerte	0.01 a 0.49	Débil
-0.50 a -0.11	Moderada	0.50 a 0.94	Moderada
-0.10 a -0.01	Débil	0.95 a 0.99	Fuerte
		1.00	Perfecta

De esta manera, se obtuvo un índice de correlación de 0.355, por lo que se su correspondencia es positiva débil. Esto quiere decir que el vínculo entre la altura del bloque y su amplitud, presentan una relación intermitente para cada una de las unidades, lo que ha favorecido la presencia de superficies inestables en sectores de mediana altitud, así como, estables en los niveles superiores. Este hecho se asocia con la integración de una densa red de fallas y una dinámica activa, que ha provocado la inestabilidad estructural en algunas porciones.

Con el fin de caracterizar las estructuras en función de su estabilidad o inestabilidad relativa, se generó un modelo de dispersión con base en las variables de altura relativa y longitud del eje menor. El segundo paso de este proceso fue la división del gráfico en cuantiles, lo que dio como resultado cinco niveles de estabilidad de mesobloques: I. Inestables; II. De transición a inestables; III. Normales; IV. De transición a estables; y, V. Estables (Fig.40).

En general, el modelo de dispersión muestra una línea de tendencia positiva, lo que implica que, a mayor altura, mayor longitud de base (Fig. 40). Sin embargo, estas características no

se presentan en todos los mesobloques, por lo que las estructuras de mayor disparidad ($h/E2$), se relacionan a estructuras con tendencia ser inestables.

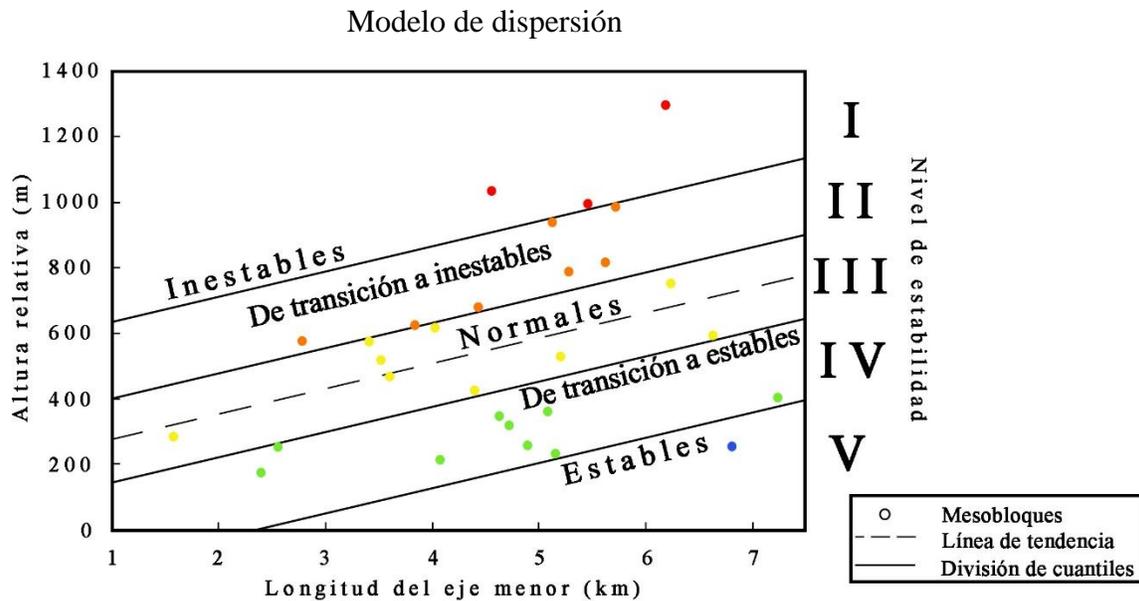


Figura 40. Modelo de dispersión simple, en el que se hace evidente la distribución de los mesobloques en función de su altura relativa (h) y anchura de base ($E2$), factores que determinan su nivel de estabilidad: Inestables; de transición a inestables; normales; de transición a estables; y, estables.

Con el objetivo de identificar el arreglo espacial de las estructuras, así como las zonas de mayor contraste estructural (falta de secuencia escalonada en la relación $h/E2$), se realizó el mapa de estabilidad en mesobloques, cuya base fue la clasificación hecha en el modelo de regresión, todo ello con ayuda de un SIG (Arcgis 10.2.2). De este modo se obtuvieron cinco grupos: I. Inestables; II. Con tendencia a ser inestables; III. Normales; IV. Con tendencia a ser estables; y, V. Estables (Fig.42).

A partir de la clasificación de los mesobloques (I, II, III, IV y V) se obtiene una secuencia de escalonamiento, de tal modo que, los contrastes en estos niveles pueden ser indicador de inestabilidad, todo ello, en función del número de niveles faltantes del sistema. Para la zona de estudio se identificaron tres niveles de interacción en cada una de las fronteras tectónicas interbloques (Fig. 41 y 42).

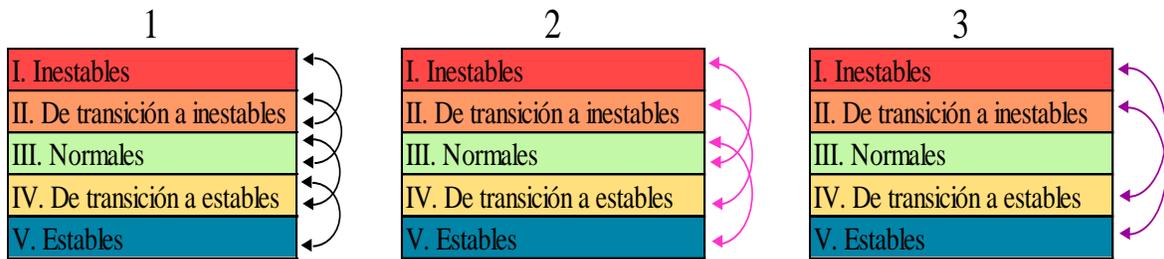


Figura 41. Niveles de interacción de estabilidad-inestabilidad en mesobloques: 1. Estabilidad aparente o nivel más bajo de actividad tectónica; 2. Inestabilidad intermedia; 3. Mayor inestabilidad.

El primer grupo en esta clasificación corresponde a los mesobloques inestables (22, 27 y 28), todos ellos al noreste (rojos: Fig. 42), en una zona donde predomina un relieve montañoso, cuyos valores de altura relativa son superiores a 1 000 m lo que pone de manifiesto un fuerte desnivel altitudinal, vinculado a la dinámica de levantamiento tipo horst (Fig. 33) en esta porción de la Sierra de Juárez.

El mesobloque 27 presenta en dos de sus fronteras actividad tectónica intermedia (nivel 2), de acuerdo a este método de análisis (Fig. 42). Hay que mencionar, que dichos límites corresponden a fallas con una orientación NW-SE y NE-SW, hecho que refleja un arreglo ortogonal regional.

Del mismo modo, al oeste del mesobloque 28 se presenta un límite con el mayor grado de inestabilidad tectónica (nivel 3). Representa el contacto entre un bloque de transición a la estabilidad (3: Fig. 33 y 42) y otro inestable (28: Fig. 33 y 42). La intensa dinámica estructural en este sector se relaciona con un mecanismo de levantamiento tipo horst, que predomina en la porción sur de la Sierra de Juárez (Fig. 33).

El siguiente grupo son los mesobloques de transición a inestables (anaranjado: Fig. 42), representados por las unidades 2, 12, 16, 21, 23, 25 y 29, todas ellas al centro y este de la zona de estudio (Fig. 42). En general, se trata de un relieve montañoso con fuertes desniveles altitudinales (entre 500 – 1 000 m), vinculados las dos fronteras de mayor actividad (nivel 2 y 3).

Las estructuras 2 y 29 presentan fronteras de segundo orden de inestabilidad tectónica, este hecho se asocia a los mecanismos dinámicos de la Falla Oaxaca. El bloque 2 se encuentra en una posición altitudinal superior a la del 29 y entre estas estructuras existen seis mesobloques que las separan y que adoptan morfologías en gradería (Fig. 42).

Por otro lado, los mesobloques 12 y 25 presentan fronteras de tercer orden, las cuales forman parte del límite de una estructura de menor jerarquía tectónica (mesobloque 26), pero asociada a los mecanismos de la Falla Oaxaca. Este hecho se explica a partir de los fuertes desniveles altitudinales entre las unidades, lo que genera una fuerte inestabilidad en la zona.

Las estructuras que se han denominado normales están representadas por los mesobloques 4, 6, 11, 13, 15, 17, 29, 20 y 24, distribuidos de forma aislada al oeste y este de la Sierra de Juárez (verde: Fig. 42). Todos ellos se caracterizan por tener una longitud de eje menor entre 3 – 7 km, así como, una altura relativa entre 200 – 600m, características que permiten el desarrollo de unidades resistentes a los mecanismos de compresión que predominan en este sector de la Sierra de Juárez.

El mesobloque 11 presenta fronteras de segundo orden, debido a que limitan con estructuras de clasificación estable, al sur; e inestable, al noreste. Estas características permiten el desarrollo de fuertes contrastes altitudinales, sin embargo, el material dúctil de esta zona (cataclasitas), ha favorecido la deformación de esta unidad y no así su fracturamiento (Fig. 42).

Las unidades *de transición a estables* corresponden a los mesobloques 1, 3, 5, 7, 8, 9, 10, 14 y 18, al oeste y centro del área de estudio (amarillo: Fig. 42). En general, se trata de la porción más deprimida, en donde predomina un relieve de lomeríos (gneises del Precámbrico) y montañas medias que han sido erosionadas durante un prolongado periodo de tiempo, lo que ha modelado superficies con pocos contrastes altitudinales (<500 m). Este sector se caracteriza por una sucesión de bloques con base amplia (eje menor), lo que brinda mayor soporte a la unidad, y con ello, mantienen una tendencia hacia la estabilidad.

El último grupo es el de las estructuras *estables* (azul: Fig. 42) y está representado por el mesobloque 26, el cual se localiza al sur de la Sierra de Juárez, en una región montañosa. En general, se caracteriza por tener pocos desniveles altitudinales y una altura relativa >200 m, lo que favorece su estabilidad, en contraste con los bloques adyacentes.

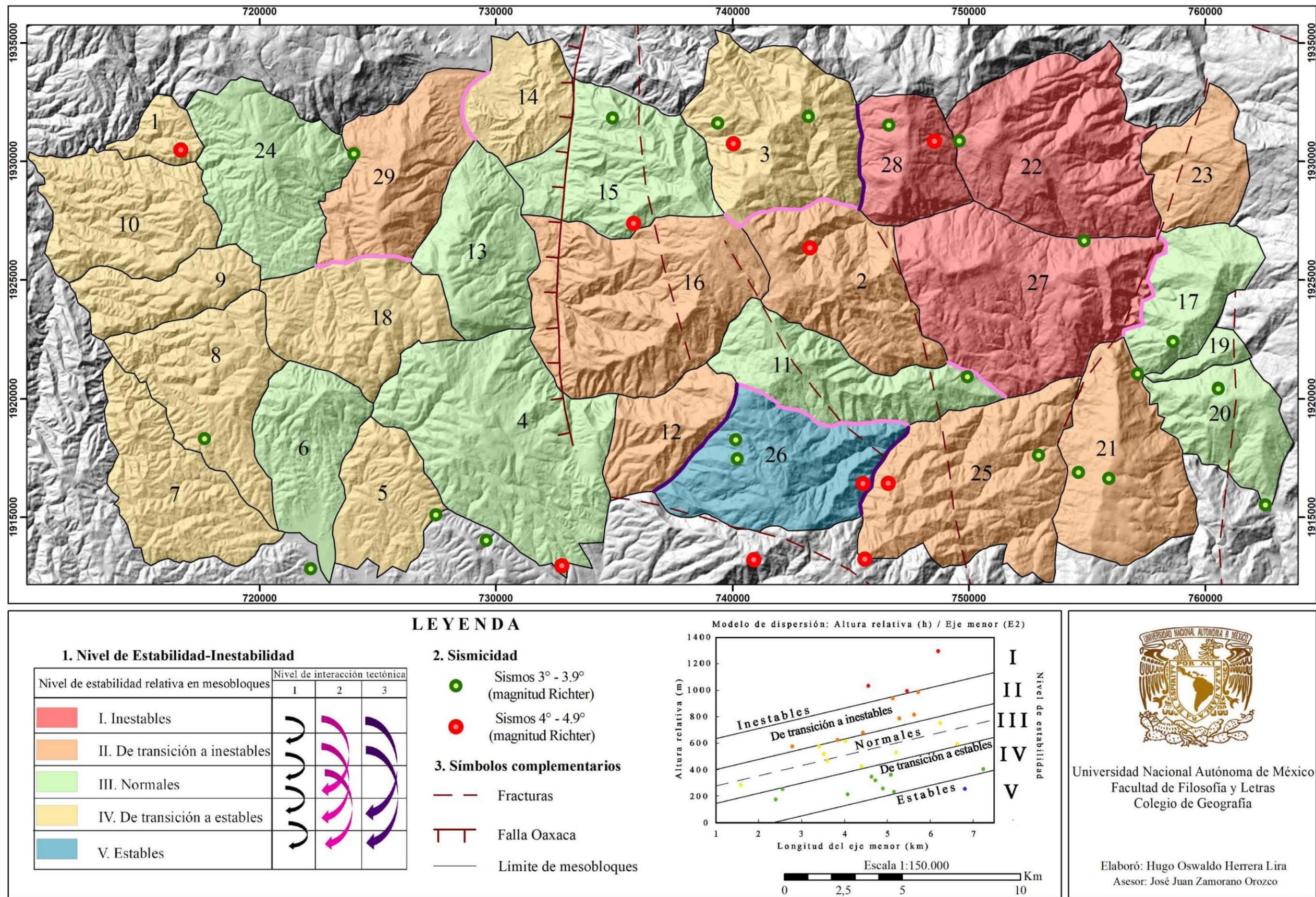


Figura 42. Distribución de las fronteras de estabilidad-inestabilidad tectónica y sismicidad, en función del modelo de dispersión para las variables de altura relativa (h) y longitud del eje menor ($E2$).

4.2.9 Mesobloques y sismicidad

El análisis morfotectónico se complementa con la revisión sísmica de la zona de estudio, en este marco, fueron identificados los epicentros en este sector de la Sierra de Juárez, desde enero de 1900 a marzo de 2019 (SSN, 2019). En un periodo de 119 años, se han presentado 33 eventos, que hemos dividido de acuerdo a su magnitud (Richter) en dos grupos: 3° - 3.9° y 4° - 4.9° (Fig. 43).

Para el análisis de la sismicidad se establecieron dos sectores (oeste y este: ver recuadro de la Fig. 43). El primero, se caracteriza por presentar los epicentros aislados de menor intensidad (3° – 3.9° Richter), con profundidad promedio de 37.5 km, en un relieve de lomeríos y montañas medias. En este sector predominan los mesobloques *de transición a estables*, todos ellos con un nivel de interacción 1 de actividad tectónica y corresponde al más bajo (Fig. 42), por lo que se puede afirmar que la dinámica tectónico-estructural en esta zona presenta una mayor estabilidad relativa.

Para la misma zona existen dos eventos con una intensidad mayor (4° – 4.9° Richter) y con el doble de profundidad (68 km), sin embargo, los epicentros coinciden con los mesobloques clasificados como *normales* y *de transición a estables* (ver recuadro 1 de la Fig. 42), por lo que, de acuerdo a las características del terreno y el contexto estructural, no presentan una inestabilidad aparente.

Por otro lado, el sector oriental corresponde al de mayor inestabilidad tectónica y para su análisis se han dividido en dos zonas: oriente-norte y oriente sur (ver recuadro de la Fig. 42). La primera (oriente-norte), presenta fronteras tectónicas intermedias y mayores, todas ellas vinculadas a la existencia de fuertes desniveles altitudinales. En este territorio se han clasificado sismos entre 3° y 4.9° Richter, con una profundidad promedio de 73.8 km.

Estos eventos se distribuyen en forma lineal, con una dirección preferente W-E, lo que pone de manifiesto la presencia de fracturas y fallas activas con un arreglo ortogonal, todas ellas con un vínculo estrecho a los mecanismos tectónicos de la Falla Oaxaca.

El segundo grupo de epicentros se localiza en el sector oriente-sur (ver recuadro de la Fig. 42), en un relieve montañoso, por lo que los niveles de interacción tectónica son intermedios y mayores (Fig. 44). Estas características se vinculan con epicentros entre 3.4° y 4.1° , así como una profundidad promedio de 71.3 km, distribuidos de forma lineal (W-E) y perpendicular a las principales fallas de este territorio, por lo que se considera una región de fuerte inestabilidad estructural, relacionadas a los esfuerzos tectónicos de la Falla Oaxaca.

Por último, los mesobloques 2, 11, 16, 17, 19, 20 y 27 (Fig. 43), presentan eventos sísmicos aislados, todos ellos con una magnitud entre 3.6° y 4.1° Richter, así como una profundidad promedio de 66.5 km (Fig. 43). En general, estos eventos se vinculan con la presencia de una densa red de fracturas y fallas asociadas a la dinámica activa de la Falla Oaxaca, este aspecto pone de manifiesto el vínculo que existe de todo el sector oriental con la estructura mencionada.

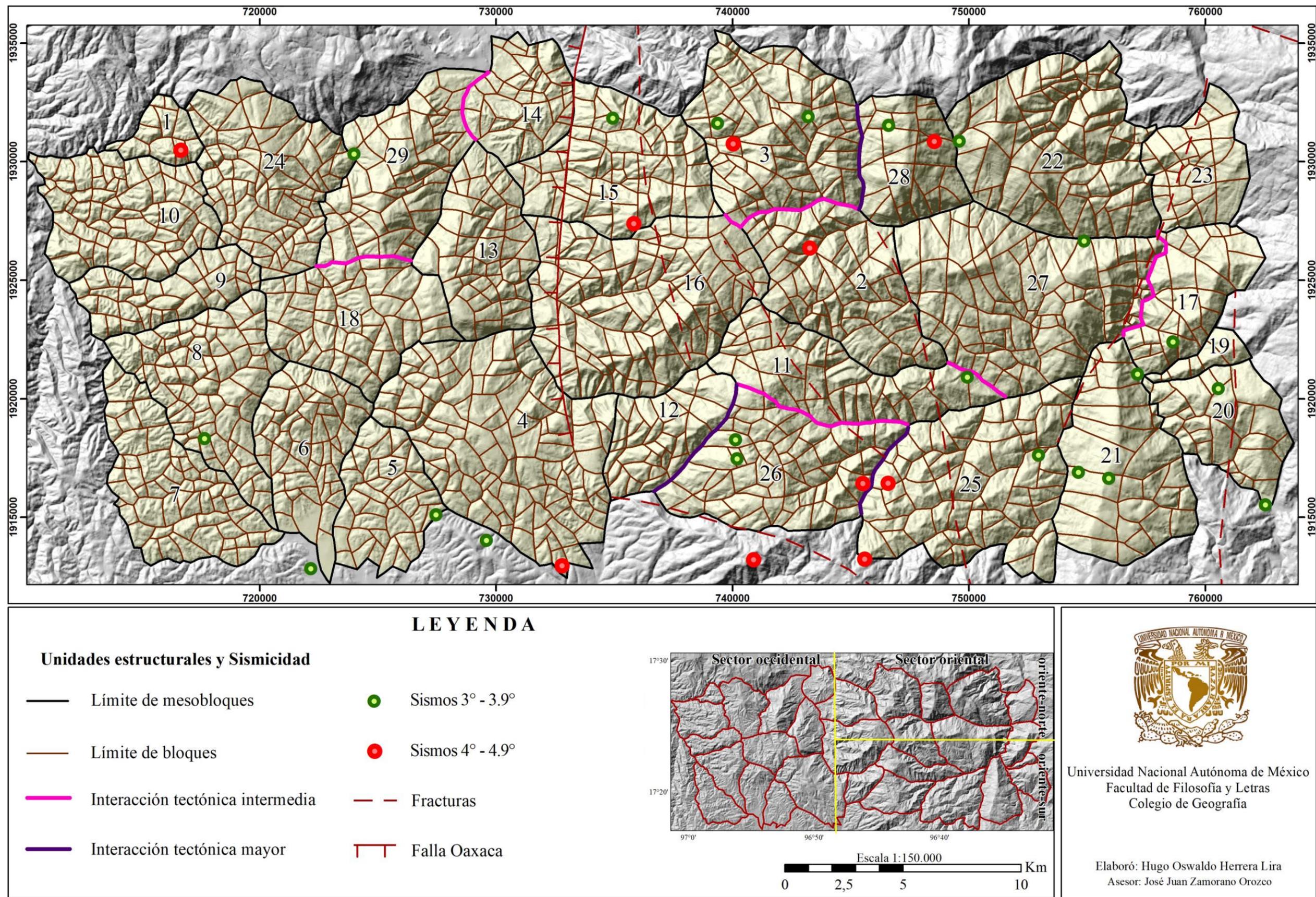


Figura 43. Mapa de mesobloques y bloques, en donde se observan los niveles de interacción tectónica interbloque y la distribución de epicentros entre 3° y 4° Richter.

Discusión y conclusiones

El contexto regional de la Sierra de Juárez enmarca una dinámica tectónica reciente (Cenozoico), lo que favorece un arreglo complejo de los distintos elementos naturales que interactúan en este territorio (litología, relieve, clima). En este sentido, destacan los marcados contrastes altitudinales, laderas escarpadas y con fuerte inclinación, así como la presencia de profundos valles.

Las características del medio físico están condicionadas por un relieve montañoso en la mayor parte de la zona de estudio. De esta manera se puede explicar la presencia de un drenaje muy denso, cuyos escurrimientos (estacionales) confluyen con los dos valles principales que delimitan la sierra, el río Las Vueltas, al oeste, y Quiotepec, al este. Hay que mencionar que el clima que predomina en esta región es húmedo con lluvias estacionales, lo que permite el desarrollo de dichos sistemas en un arreglo dendrítico y subdendrítico, características que favorecen la existencia de formas erosivas fluviales.

Los métodos morfométricos permitieron conocer la espacialidad e intensidad de la erosión fluvial y de manera indirecta, la gravitacional. La litología, por su parte, permitió entender la magnitud de la dinámica mencionada en el marco de la susceptibilidad del sustrato a la erosión.

Se lograron identificar y caracterizar distintas unidades morfoestructurales a través de cuatro perfiles geomorfológicos complejos, los cuales permitieron relacionar la morfología, litología e intensidad de los procesos exógenos, aspecto vinculado con el análisis morfométrico. Gracias a esto se identificó la relación entre la intensidad de la erosión, la actividad tectónica y los rasgos morfoestructurales que existen al sur de la Sierra de Juárez.

Al análisis de los perfiles se incluyó la información geológica, así como las variables: densidad de cauces, profundidad de la disección y energía del relieve, lo que dio como resultado una tipificación morfotectónica, la cual se apoya en los parámetros clásicos del análisis geomorfológico: agente, proceso y forma.

El carácter morfoestructural de la zona de estudio ha permitido identificar fracturas, fallas, escarpes y lineamientos, todo ello a partir del análisis de formas estructurales expresadas en el relieve. La delimitación de bloques y mesobloques, permitió establecer la dinámica activa

de cada estructura a partir de los siguientes criterios: altura absoluta, altura relativa, área, longitud del eje menor, relación longitud eje menor-eje mayor, relación altura relativa-área del bloque y relación altura relativa-longitud del eje menor, a través de un análisis de regresión lineal simple, y coeficiente de forma.

Con base en el estudio de los criterios mencionados, se identificaron las regiones estructurales más inestables, así como, las fronteras tectónicas de mayor actividad, todas ellas vinculadas a los esfuerzos compresivos y distensivos de la Falla Oaxaca, lo que pone de manifiesto una dinámica tectónica activa.

El análisis de los mesobloques a partir de los registros sísmicos permitió identificar dos zonas de inestabilidad. La primera se localiza al oeste, en una región de lomeríos y montañas medias, en donde predominan estructuras *normales* y *de transición a estables*, así como una sucesión de eventos sísmicos de baja intensidad ($<4^{\circ}$ Richter), características que permiten una estabilidad estructural aparente.

Por último, el sector oriental de la zona de estudio corresponde al más inestable, debido a que forma parte de una estructura en *horst*, vinculada a los mecanismos de levantamiento de la Falla Oaxaca. Del mismo modo, en este territorio se concentra una serie de sismos profundos y de mayor magnitud, características que favorecen su inestabilidad tectónica, cuya principal manifestación en el terreno son los procesos de ladera, desarrollo de escarpes y profundos valles de fondo plano.

Cabe mencionar que el análisis de mesobloques en este territorio permite dar una aproximación al comportamiento e intensidad de los procesos tectónicos locales, sin embargo, este proceso se puede complementar con el estudio de los 1 665 bloques identificados en este trabajo, todo ello con la intención de obtener un análisis más específico de los mecanismos que se presentan en la Sierra de Juárez.

Referencias

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., & Ortega-Gutiérrez, F. (1994). Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, state of Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2). Págs. 147-156.
- Alaniz-Álvarez, S.-A., Ortega-Gutiérrez, F., & Nieto-Samaniego, Á. F. (1995). Estructura Interna de la Falla Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad Cenozoica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), Págs. 1-8
- Alaniz-Álvarez, S. A., van der Heyden, P., & Nieto-Samaniego, A. F. & Ortega-Gutiérrez, F. (1996). Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the Gulf of Mexico. *Geology*, 24(5). Págs. 443-446.
- Alaniz-Álvarez, S. A., & Nieto-Samaniego, Á. F. (1997). Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento: aplicación a la Falla Oaxaca, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (1), Págs. 26-37.
- Campa, M. F., Ramírez E., J., & Coney, P. J. (1981). Conjuntos estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. *Boletín del Servicio Geológico Mexicano*, 45-67.
- Campa, M., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (6), 1040-1051.
- Castrejón-Gómez, J. (2013). Análisis estructuro-geomorfológico de las montañas de Atenango del Río-Huachinantla, México. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras.
- Centeno-García, E., & Silva-Romo, G. (1997). Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.14, Págs. 244-260.
- Centeno-García, E. (2002). Overview of Mesozoic subduction-related magmatic events of Mexico and their relationship with the rest of the cordillera. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 34 (5), 1-97.

- Centeno-García, E., & Díaz-Salgado, C. (2002). Estratigrafía y Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Huizachal en la Región de Aramberri, Estado de Nuevo León. *Nacional de Ciencias de la Tierra*, 8-244.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Special Papers- Geological Society of America*, 436, 279-308.
- Cervantes-Zamora, Y., S. L. Cornejo-Olguín, R. Lucero-Márquez, J. M. Espinosa-Rodríguez, E. Miranda-Viquez & A. Pineda-Velázquez. (1990). Clasificación de regiones naturales de México II, IV. 10.2. En *Atlas Nacional de México. Vol. II. Escala 1:4 000 000*. México: Instituto de Geografía, UNAM.
- Chuy, T. & D. Pino (1982). Datos macrosísmicos de los terremotos en la provincia Santiago de Cuba. En *Investigaciones Sismológicas en Cuba*. La Habana: Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.
- CONABIO. (1998) *Carta de Climas de la República Mexicana, escala 1 000 000, según el Sistema de E. García*. México: Comisión Nacional para el Estudio de la Biodiversidad.
- CONAFOR-CONACYT. (2009). *Estudio regional forestal para el fortalecimiento de las unidades de manejo forestal en la Sierra Norte de Oaxaca*. México: CONAFOR-CONACYT.
- Coney, P. J., & Campa, M. F. (1984). Terrenos sospechosos de aloctonía y acreción del occidente y sur del continente Norteamericano. *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, 1, Págs. 1-24.
- Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Martínez-Hernández, E., & Ramírez-Arriaga, E. (2007). Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la Falla Oaxaca. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24 (2), Págs. 197-215.
- Díaz-Díaz, J. L., Portela Praza, A. H., Hernández Santana, J. R., Blanco Segundo, P., & Magaz García, A. R. (1986). *Los principios básicos de la clasificación morfoestructural del relieve cubano y su aplicación en la región centro-oriental de Cuba*. La Habana: Academia.

- Frausto Martínez, Oscar (1995). *Análisis morfoestructural del sector oriental del curso bajo del Río Balsas, Michoacán, México*. México, D.F.: UNAM, Facultad de Filosofía y Letras.
- García de Miranda, E. (1973). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen: para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana*. México: UNAM, Dirección General de Publicaciones.
- Garatchia-Ramírez, J. C. (2017). Peligro sísmico en Tijuana, Baja California: una evaluación geodinámica mediante tecnologías de la información geográfica. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Maestría y Doctorado en Geografía.
- Gual-Díaz, M., & Rendón Correa, A. (2014). *Bosques mesófilos de montaña de México: diversidad, ecología y manejo*. México: Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- Hernández-Santana, J. R., (1989). *Geomorfología estructural del sistema montañoso de la Sierra Maestra y las depresiones graben adyacentes*. La Habana: Académica.
- Hernández-Santana, J. R., Díaz D., Magaz G., González, O., Portela, P. & Arteaga, B. (1991). Criterios geomorfológicos de Cuba oriental, en Morfoestructura de Cuba oriental. La Habana: Académica.
- Hernández-Santana, J. R., Ortíz Pérez, M. A., Magaz García, Antonio R., Díaz Díaz, Jorge L., & Zamorano Orozco, J. J. (1994). *Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques: una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas*. México: Instituto de Geografía, UNAM.
- Hernández-Santana, J. R., Magaz García, A. R., Ortíz Pérez, M. A. & Zamorano Orozco, J. J. (1995) Clasificación Morfoestructural (tipológica) y morfoestructura (regional) del relieve oriental cubano: modelo de transición interplacas. *Investigaciones Geográficas*. (Boletín núm. especial 3), Págs. 13-35.
- Hernández-Santana, J. R., Ortíz Pérez, M. A., & Zamorano Orozco, J. J. (1996). Regionalización Morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. *Investigaciones Geográficas* (Boletín núm. 31), Págs. 45-67.

- Hernández-Santana, J. R. & Ortíz Pérez, M. A. (2001). Morfoestructuras del estado de Oaxaca, a escala 1:500 000, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Hernández-Santana, J. R. & Ortíz Pérez, M. A. (2005). Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio-inferior), estado de Guerrero, México. *Investigaciones Geográficas* (Boletín núm. 56) Págs. 7-25.
- Hernández-Santana, J. R., Ortíz Pérez, M. A., Eng, M. & Figueroa, M. (2009). Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve. *Investigaciones Geográficas*, 68, Págs. 7 -24.
- INEGI. (1985). *Geología de la República Mexicana*. México, D.F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI. (2009). *Uso del suelo y vegetación, Escala 1:250000*. Aguascalientes, México: Dirección General de Geografía, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI. (2014). *Conjunto de datos vectoriales*. Obtenido de <http://inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continental/Descarga.aspx>
- INEGI. (2015a). *Encuesta Intercensal 2015*. México: INEGI.
- INEGI. (2015b). *Características edafológicas, fisiográficas, climáticas e hidrográficas de México*. México: Consultado el día 20 de marzo de 2016 en http://www.inegi.org.mx/inegi/spc/doc/INTERNET/1-GEOGRAFIADEMEXICO/MANUAL_CARAC_EDA_FIS_VS_ENERO_29_2008.pdf
- INEGI. (2016). *División política estatal, Escala: 1:250 000*. Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).
- INIFAP – CONABIO. (1995). *Edafología de México, Escala 1:250000*. México: Instituto Nacional de investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP) & Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO).
- Iturralde-Vinent, M. (1977). Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico de Cuba. *Informes Científicos*. La Habana: Academia de Ciencias de Cuba.

- IUSS. (2007). *Referencia Mundial del Recurso Suelo*. IUSS Grupo de Trabajo WRB. Roma: Food and Agriculture Organization (FAO).
- Kostenko, N. (1975). *Geomorfología estructural*. México: UNAM, Instituto de Geografía.
- Levin, Jack (1977). *Fundamentos de estadística en la investigación social*. México, D.F.: Harla.
- López-Ramos, E. (1979). *Geología de México*. México, D.F.: Ediciones Escolares.
- Lugo Hubp, J. (1988). *Elementos de geomorfología aplicada (Métodos Cartográficos)*. México: UNAM, Instituto de Geografía.
- Lugo Hubp, J. (1990). El Relieve de la República Mexicana, en *Revista del Instituto de Geología*, 82-111.
- Lugo Hubp, J. (2010). *Geología de México*. En I. Alcántara Ayala, & J. Delgado Campos, *Geografía Física de México* (págs. 67-75). México: UNAM: Instituto de Geografía.
- Lugo Hubp, J. (2011). *Diccionario Geomorfológico*. México: UNAM, Instituto de Geografía.
- Martini-Pop, M. (2008). *Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano*. México: UNAM.
- Miranda, F. (1948). Datos sobre la vegetación de la Cuenca Alta del Papaloapan. *Anexo del Instituto de Biología*, 333-364.
- Morán-Zenteno D. J., Martiny B, Tolson G, Solís-Pichardo G, Alba-Aldave L, Hernández-Bernal MS, Macías-Romo C, Martínez-Serrano RG, Schaaf P, & Silva Romo G. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1): 27-58.
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., & Keppie, J. D. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), Págs. 319-341.
- Kostenko, N. P. (1985). *Geomorfología*. Universidad Estatal de Moscú: Lomonosov. Pp. 309
- Orlova Vladimirovna, A. (1976). *Estructuras bloque y relieve*. (en ruso) Moscú: Nedra.

- Orlova Vladimirovna, A. (1981). El mosaico móvil del planeta (en ruso). Moscú: Nedra.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981). Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20(3).
- Ortega-Gutiérrez, F., M. Elías Herrera, M. Reyes Salas, C. Macías Romo & R. López (1999). Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in Southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 23 (8), 719-722.
- Ortiz-Pérez, M., Zamorano Orozco, J. J., Hernández Santana, J. R., & Frausto Martínez, O. (1992). *Análisis morfotectónico del territorio suroccidental del batolito de Colola, Michoacán, México*. Revista del Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Cuba. (en prensa).
- Pereyra-Díaz, D., Pérez Sesma, J. A., & Salas Ortega, M. D. (2010). Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz. En E. Florescano, & J. Ortiz Escamilla, *Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz*. Págs. 85-122. Veracruz, México: Gobierno del Estado de Veracruz, Comisión del Estado de Veracruz para la Conmemoración de la Independencia Nacional y Tricarta Revolución Mexicana. Universidad Veracruzana.
- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., & Amaya-Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications of timing deformational events and plate-tectonic model. *Geological Society of America*, 393 págs. 543-596.
- Quesada Román, A. (2016). *Peligros geomorfológicos: inundaciones y procesos de ladera en la cuenca alta del Río General, Pérez Zeledón, Costa Rica*. Maestría en Geografía. Posgrado en Geografía. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ramírez-Espinosa, J. (2001). *Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system*. U.S.A.: The University of Arizona.
- Rzedowski, J. (2006). *Vegetación de México*. México: Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.

- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., & Faure, M. (2000). Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (4-5), 389-402.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America*, Special Paper 278.
- SGM. (2007). *Texto explicativo de la Carta Geológica de México*. México: Instituto de Geología, UNAM, Servicio Geológico Mexicano.
- Simonov, G. Y. (1985). Análisis morfotectónico. Universidad Estatal de Moscú. Lomonosov. Moscú, URSS. (en ruso).
- Simonov, G. Y. (1999). Interpretación morfométrica del relieve. Universidad estatal de Moscú: Lomonosov. pp. 262. (en ruso).
- SSN (2019) Servicio Sismológico Nacional. Catálogo de sismos. México: UNAM. Revisado el día 13 de marzo de 2019 en <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>.
- Torres-Colín, R., H. D. Lorence, de A. M. P. Ramírez, & A. R. E. Villa. (2009). *Flora de la Sierra de Juárez, Oaxaca: Distrito de Ixtlán y áreas adyacentes (Sierra Norte de Oaxaca)*. Listados Florísticos de México 25. México, D.F.: UNAM, Instituto de Biología. Pp. 7-79.
- Tricart, J. (1965). *Principios y métodos de la geomorfología*. París: Mason.
- Van der Pluijm, B., & Marshak, Stephen. (2016). *Processes in Structural Geology and Tectonics*. U.S.A.: WW Norton Publishers.
- Zamorano Orozco, J. J. (1990). *Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México*. (en ruso). Universidad Estatal de Moscú, M. V. Lomonosov: Facultad de Geografía.
- Zamorano Orozco, J. J., Lugo Hubp, J., Figueroa García, J. E., & Quijada Mendoza, I. (2016). *La Naturaleza y su interacción con el ser humano. El relieve mexicano: una superficie de contrastes*. En O. Moncada Maya, & Á. López López, Geografía de México. *Una reflexión espacial contemporánea* (págs. 37-55). México: UNAM, Instituto de Geografía.