



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**SIGNIFICADO TECTÓNICO DE LOS ÍNDICES DE INCLINACIÓN DE LOS RÍOS
EN LA SIERRA GORDA DE LOS ESTADOS DE HIDALGO Y QUERÉTARO,
MÉXICO.**

**TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
ARTURO GODÍNEZ TAMAY**

**DIRECTOR DE TESIS:
DR. GUSTAVO TOLSON**

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO. Diciembre de 2016



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.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Arturo Godínez Tamay

“Aun el tiempo indefinido ha puesto en el corazón de ellos, para que la humanidad nunca descubra la obra que el Dios [verdadero] ha hecho desde el comienzo hasta el fin.

Eclesiastés 3:11.

*A mi familia por el apoyo incondicional que tuve en este periodo de mi vida:
Mi padre Daniel, mi madre María, mis hermanos Edgar, David y Ana Daniela.
A mi sobrino David Mateo, mi primo Ricardo y mi cuñada Abigail.*

*Al Dr. Gustavo Tolson por apoyarme a lo largo de los dos años de la maestría, creer en mi
propuesta y mis capacidades.*

*Al Dr. Miguel Castillo por la asesoría en los análisis y a la Dra. Esperanza Muñoz por las
observaciones en la redacción.*

*A la Dra. Eliza Fitz por sus observaciones y aportaciones que mejoraron el orden de la
tesis.*

*Al Dr. José Ramón Hernández Santana por el apoyo que me ha brindado desde la
licenciatura.*

*A los compañeros del posgrado con los que tuve la oportunidad de convivir:
Rodrigo, Mildret, César, Rogelio, Alexia, Yahir, Marco Antonio, Ángel, Félix, Felipe,
Carlos, Daniel, Dunia, Diana y Karla.*

*Los tesisistas del Dr. Tolson, excelente compañía en campo: Andrea, Dulce, Lilian y a
Alberto, por su apoyo en clases y en el campo.*

Y a los sedimentarios: José Manuel, Uriel Sevilla (†) y a Nadx Andrews.

*A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi segundo hogar y
al Posgrado en Ciencias de la Tierra por los profesores, las excursiones
y las prácticas de campo.*

*Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por la beca de dos años que permitió
mantenerme durante el posgrado.*

*Al proyecto PAPIIT-IN115314, por el apoyo económico brindado para realizar mi trabajo
de campo y la asistencia al congreso en Denver.*

...a los que puedan venir.

Índice general

1.- Introducción.....	5
1.1.- Planteamiento del problema.....	5
1.2.- Justificación.....	5
1.3.- Hipótesis.....	5
1.4.- Objetivo.....	6
1.5.- Objetivos secundarios.....	7
2.- Marco teórico.....	8
2.1.- Conceptos básicos.....	8
2.2.- <i>Stream gradient index (SL)</i>	10
2.3.- <i>Normalized channel steepness index (k_{sn})</i>	11
2.4.- Knickpoints.....	14
2.4.1.- Procesos de formación y clasificación de knickpoints.....	15
2.4.2.- Propagación y evolución de los knickpoints.....	16
2.5.- Prueba estadística Kolmogórov-Smirnov (<i>K-S</i>).....	19
2.6.- Análisis hipsométrico.....	20
2.7.- <i>Swath profile</i>	23
3.- Área de estudio.....	24
3.1 Contexto geográfico-geológico del área de estudio.....	24
3.2.- Geología.....	29
3.3.- Estratigrafía.....	29
3.3.1.- Secuencias Tolimán.....	31
3.3.1.1.- Gneis Huiznopala.....	31
3.3.1.2.- Complejo El Chilar (Triásico).....	32
3.3.1.3.- Formación San Juan de la Rosa (Kimerridgiano-Tutoniano inferior).....	32
3.3.1.4.- Formación Peña Azul (Hauteriviano-Aptiano).....	33
3.3.2.-Plataforma El Doctor.....	33
3.3.2.1.- Formación El Doctor (Barresiano Cenomaniano).....	33
3.3.3.-Cuenca de Zimapán.....	34
3.3.3.1.- Formación Tamaulipas (Aptiano-Cenomaniano).....	34
3.3.3.2.- Formación Trancas (Kimerridgiano-Barremiano).....	34
3.3.3.3.- Formación Soyatal (Turoniano).....	35
3.3.3.4.- Formación El Morro.....	36
3.3.3.5.- Formación Las Espinas.....	36
3.3.4.-Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	37
3.3.4.1.- Formación Guaxcama (Hauteriviano-Aptiano).....	37
3.3.4.2.- Formación El Abra-Tamabra (Albiano-Cenomaniano).....	37
3.3.5.- Cuenca Tampico Misantla.....	38
3.3.5.1.- Formación Cahuasas (Triásico-Jurásico).....	38
3.3.5.2.- Formación Santiago (Calloviano-Oxfordiano tardío).....	38
3.3.5.3.- Formación Tamán (Oxfordiano-Kimmerridgniano).....	39

3.3.5.4.- Formación Pimienta (Tithoniano-Berriasiano a Valanginiano).....	39
3.3.5.5.- Formación Agua Nueva (Cenomaniano-Turoniano).....	40
3.3.5.6.- Formación San Felipe (Coniciano-Campaniano).....	40
3.3.5.7.- Formación Méndez (Campaniano-Maestrichtiano).....	41
3.3.5.8.- Formación Velazco (Maestrichtiano-Paleoceno).....	42
3.3.5.9.- Grupo Chicontepec (Paleoceno-Eoceno).....	42
3.3.6.- Depósitos Cuaternarios.....	43
3.4.- Geología estructural.....	43
3.4.1.- Estructuras del Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno de la Plataforma El Doctor: Cabalgadura El Doctor.....	44
3.4.2.- Estructuras del Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno de la Cuenca de Zimapán.....	44
3.4.2.1.- Sinclinal de Maconí.....	44
3.4.2.2.- Anticlinal El Piñón.....	45
3.4.3.- Estructuras del Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno de la Plataforma Valles San Luis Potosí: Cabalgadura Agua Fría.....	46
3.4.4.- Estructuras del Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno de la Cuenca Tampico Misantla.....	46
3.4.4.1.- Cabalgadura Puerto Piedra.....	46
3.4.4.2.- Cabalgadura La Misión.....	46
3.4.4.3.- Cabalgadura El Nogalito-La Ciénega.....	46
3.4.4.4.- Cabalgadura Los Naranjos.....	47
3.4.4.5.- Cabalgadura El Fresno.....	47
3.4.4.6.- Cabalgadura Tamazunchale-Tectitla.....	47
3.4.4.7.- Anticlinorio Pisaflores.....	48
3.4.4.8.- Anticlinorio Huayacocotla.....	48
3.4.4.9.- Fallas laterales.....	48
3.4.5.- Sistema de fallas normales Jacala.....	48
3.5.- Evolución geológica.....	49
3.5.1.- Triásico.....	49
3.5.2.- Jurásico.....	49
3.5.3.- Cretácico Inferior.....	49
3.5.4.- Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno.....	49
3.5.5.- Paleógeno.....	50
3.5.6.- Neógeno.....	50
3.5.7.- Cuaternario.....	50
4.- Metodología.....	51
4.1.- Obtención de índices k_{sn} y SL con la herramienta <i>stream profiler</i>	51
4.2.- <i>Boxplots</i>	55
4.3.- <i>Errplots</i>	56
4.4.- Perfiles longitudinales de los ríos.....	57
4.5.- Prueba estadística Kolmogórov-Smirnov ($K-S$).....	58

4.6.- Regresiones de la distancia de retroceso aguas arriba de las <i>knickzones</i> (y) en función del área de drenaje (x).....	59
4.7.- Análisis hipsométrico.....	59
4.8.- <i>Swath profile</i>	60
5.- Resultados.....	61
5.1.- Morfometría de los elementos paleogeográficos.....	61
5.2.- Medias de los valores $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$ vs la distancia desde la desembocadura.....	65
5.3.- Índices k_{sn} y SL a lo largo de los ríos Extoraz y Moctezuma.....	74
5.4.- Prueba estadística Kolmogórov-Smirnov para dos muestras.....	80
5.5.- Análisis de la propagación de los <i>knickzones</i> con las regresiones de la distancia de retroceso aguas arriba de las <i>knickzones</i> (y) en función del área de drenaje (x).....	82
5.6.- Análisis hipsométrico.....	85
5.7.- <i>Swath profile</i>	88
6.- Conclusión y discusión.....	92
7.- Bibliografía.....	94
ANEXO.....	111

Índice de figuras por capítulo

Figura 1.1.....	6
Figura 2.1.....	12
Figura 2.2.....	13
Figura 2.3.....	13
Figura 2.4.....	15
Figura 2.5.....	16
Figura 2.6.....	17
Figura 2.7.....	19
Figura 2.8.....	21
Figura 2.9.....	22
Figura 3.1.....	24
Figura 3.2.....	25
Figura 3.3.....	27
Figura 3.4.....	28
Figura 3.5.....	30
Figura 3.6.....	31
Figura 4.1.....	52
Figura 4.2.....	52
Figura 4.3.....	56
Figura 5.1.....	62
Figura 5.2.....	63
Figura 5.3.....	64
Figura 5.4.....	67

Figura 5.5.....	68
Figura 5.6.....	69
Figura 5.7.....	70
Figura 5.8.....	71
Figura 5.9.....	72
Figura 5.10.....	73
Figura 5.11.....	76
Figura 5.12.....	77
Figura 5.13.....	78
Figura 5.14.....	79
Figura 5.15.....	84
Figura 5.16.....	85
Figura 5.17.....	86
Figura 5.18.....	87
Figura 5.19.....	89
Figura 5.20.....	90
Figura 5.21.....	91

Índice de tablas por capítulo

Tabla.-2.1.....	17
Tabla.-5.1.....	80
Tabla.-5.2.....	80
Tabla.-5.3.....	81
Tabla.-5.4.....	81
Tabla.-5.5.....	82
Tabla.-5.6.....	82
Tabla.-5.7.....	90

1.- Introducción.

1.1.- Planteamiento del problema.

La parte centro-sur del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) es producto de por lo menos tres eventos de acortamiento documentados por Fitz-Díaz *et al.* (2014). Una hipótesis propuesta para explicar el desarrollo del sector centro-sur del CPCM, considera que la orogenia Larámide en el norte de México/sur de EE.UU es producto de la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón, lo anterior causó mayor acoplamiento con la base de la placa de Norte América, lo que generó el acortamiento (Bird, 1988; Saleeby, 2003). El proceso de subducción plana se repite actualmente, pero la placa de Cocos es la que subduce por debajo de placa de Norte América, prueba de ello es el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (Pérez-Campos *et al.*, 2008) (Figura 1.1). Sin embargo, no hay estudios que analicen si la subducción plana actual genera deformación superficial manifestada en cambios morfométricos del relieve del sector centro-sur del CPCM.

1.2.- Justificación.

El sector centro-sur del CPCM tuvo su último episodio de acortamiento hace ~40 Ma (Fitz-Díaz *et al.*, 2014) pero no hay investigaciones para saber si actualmente el relieve tiene modificaciones por actividad neotectónica que pueda estar asociada al régimen actual de subducción plana y a los procesos tectónico-volcánicos del CVTM; y si las modificaciones pueden ser cuantificadas con análisis morfométricos.

1.3.- Hipótesis.

Si la subducción plana genera sistemas montañosos como el CPCM, los perfiles topográficos de los ríos actuales que lo cortan transversalmente tendrían perturbaciones tectónicas reflejadas en inflexiones y cambios de inclinación producto del levantamiento y reactivación de fallas y pliegues.

Si el drenaje de una porción del CPCM se analiza con índices de inclinación de los ríos para

análisis tectónicos, como el *Stream gradient index* (SL de Hack, 1973; traducido al español como índice de gradiente de los ríos) y el *Normalized channel steepness index* (k_{sn} , de Wobus *et al.*, 2006b, traducido al español como índice normalizado de inclinación de los ríos), se podrían detectar si las perturbaciones de los ríos están relacionadas a un levantamiento que pueda ser el producto del régimen actual de subducción plana.

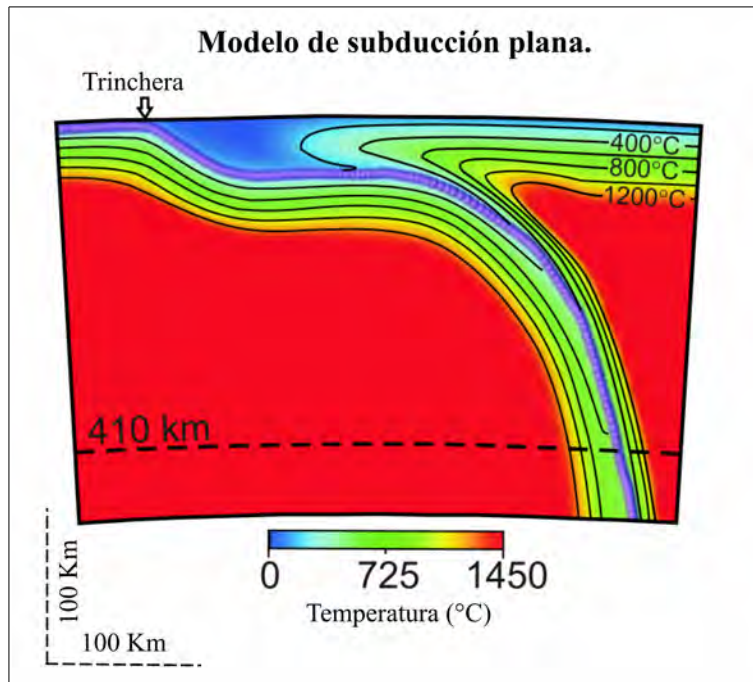


Figura 1.1.- Representación del modelo vigente de subducción plana, donde inicialmente el ángulo de inclinación de la placa (parte superficial en azul) es baja (Imágen de Pérez-Campos *et al.*, 2008).

1.4.- Objetivo.

Analizar si las características morfométricas de los cauces de los ríos que drenan la porción centro-sur del CPCM indican cambios producidos por la reactivación de las cabalgaduras, los pliegues y la presencia de levantamiento, como consecuencia del régimen vigente de subducción plana.

1.5.- Objetivos secundarios.

- Contrastar la distribución de los valores de los índices de inclinación de los ríos k_{sn} (Wobus *et al.*, 2006b) y SL (Hack, 1973) en las unidades litológicas, subcuencas hidrográficas, las cabalgaduras y los pliegues de la porción centro-sur del CPCM.
- Analizar si las inflexiones o knickpoints de los cauces de los ríos son producto de la reactivación de cabalgaduras y pliegues, y si tienen una propagación aguas arriba cuantificable con relaciones de potencia (Howard *et al.* 1994; Hayakawa y Matsukura, 2003; Bishop *et al.* 2005) que sugiera una respuesta erosiva del relieve del sector centro-sur del CPCM; por la influencia de un levantamiento asociado al régimen actual de subducción plana.
- Analizar la proporción área-volumen del relieve del sector centro-sur del CPCM mediante la curva hipsométrica (Strahler, 1952; Wood y Snell, 1961; Pike y Wilson, 1971) y el *swath profile*; para detectar zonas que sugieran producción de relieve, como consecuencia de un levantamiento asociado al régimen actual de subducción plana.

2.- Marco teórico.

2.1.- Conceptos básicos.

El relieve tiene marcas que funcionan como registro de la actividad neotectónica. Luirei (2015) expone evidencias geomorfológicas que indican movimientos recientes en una porción del Himalaya. Las pruebas expuestas pueden extrapolarse a otras partes del mundo:

- El relieve presenta escarpes muy pronunciados y poco disectados: En relieves jóvenes es común la preservación de rasgos lineales asociados a fallas o incremento en la incisión.
- Las secciones de los ríos tienen la tendencia de tener forma de “V”: El ascenso de la corteza genera una incisión causada por los ríos.
- Inclinación de las terrazas fluviales: Las fallas activas alteran la elevación e inclinación original de los sedimentos fluviales.
- Distintos niveles de terrazas fluviales: La incisión del río en las llanuras genera terrazas en distintos niveles topográficos.
- Migración de los canales: Los cambios de inclinación en el relieve generan un gradiente que cambia la dirección de los ríos. La configuración estructural del área determina las inflexiones, alineamientos y distribución de los ríos.

Luirei (2015) realizó observaciones en campo difíciles de interpolar cuando se analiza un área grande. De lo anterior, la cartografía que represente la actividad neotectónica de forma continua en áreas extensas es necesaria. Los ríos son elementos continuos en el relieve y susceptibles a la actividad neotectónica, su análisis es una opción para tener una visión completa de las variaciones de la actividad neotectónica en un área.

La formación de fallas genera marcas tectónicas como escarpes en las laderas y los depósitos, que funcionan como indicadores tectónicos (Kirby y Whipple, 2012); tienen una utilidad limitada como indicadores tectónicos porque su morfología original se pierde por la erosión. Mientras que la pendiente de las laderas puede ajustarse rápidamente o no a la tasa

de levantamiento (Burbank *et al.*, 1996; Clarke y Burbank, 2010; Densmore *et al.*, 1997; Schmidt y Montgomery, 1995; Strahler, 1950). Una alternativa para el estudio de la actividad neotectónica es el análisis de la respuesta erosiva en la topografía (Snyder *et al.*, 2000; Kirby y Whipple, 2012), porque los cauces de los ríos mantienen una relación con los movimientos de la corteza terrestre y se pueden emplear para encontrar anomalías.

Cuando en la corteza terrestre ocurre un levantamiento, hay una respuesta erosiva que se registra en el sistema fluvial (Adams, 1985; England y Molnar, 1990; Whipple *et al.*, 1999; Snyder *et al.*, 2000; Kirby y Whipple, 2012); porque el levantamiento genera un exceso de volumen y un incremento de pendiente, traducido en mayor energía que favorece la tasa erosión e incisión. De lo anterior, Snyder *et al.* (2000) observaron una correlación positiva del coeficiente de erosión (K) con el levantamiento tectónico (U).

El tiempo de respuesta del paisaje ante un disturbio depende de las características de cada sistema (Attal *et al.*, 2011; Whipple, 2001), en los relieves montañosos la respuesta puede ser de decenas de miles de años a unos cuantos millones de años, de acuerdo con las simulaciones numéricas de Baldwin *et al.* (2003). La cronología de las terrazas marinas hecha por Merritts y Bull (2003) junto con los datos morfométricos de los canales analizados por Snyder *et al.* (2000), sugieren que en 100 mil años el drenaje puede ajustarse a las condiciones de levantamiento.

La evolución del relieve en general depende del coeficiente de erosión (K) y el gradiente o pendiente del canal (S) (Whipple y Tucker, 1999; Snyder *et al.*, 2000), junto con las características morfométricas de los ríos se pueden utilizar para describir los cambios por perturbaciones tectónicas. La erosión, el clima, la resistencia del lecho rocoso y la carga de sedimentos se traduce en un coeficiente de erosión (K), del que depende la tasa de erosión (E). K se complementa con el área de drenaje (A) y la pendiente (S).

Ecuación 1:
$$E = K A^m S^n$$

El exponente m del área de drenaje es la geometría hidráulica de los canales y las condiciones climáticas, el exponente n indica cómo cambia la pendiente del canal del río

aguas abajo, las unidades resultantes representan la magnitud de la tasa de erosión (E). La interacción de E y U se expresa como una tasa de cambio de elevación del lecho del río (dz/dt) (Howard *et al.*, 1994) expuesto en la siguiente expresión:

Ecuación 2:
$$dz/dt = U - E = U - K A^m S^n$$

Si la tasa de erosión (E) y el levantamiento tectónico (U) están compensadas, existe una condición de equilibrio en la cual las pendientes del lecho de un río siguen la condición siguiente:

Ecuación 3:
$$S_e = (U/K)^{1/n} A^{-m/n}$$

Cuando la tasa de erosión (K) y levantamiento (U) están completamente equilibradas o compensadas, la tasa de erosión (K) es la misma en el sistema fluvial. Conociendo que el relieve activo es más erosivo porque el incremento de pendiente (S) favorece la erosión, el análisis de los cambios de inclinación a lo largo de un sistema fluvial es el tema central de esta tesis. La expresión 3 asume que existe un equilibrio ($U=E$) y la pendiente (S) cambia en función de (A), a continuación se explican los índices de inclinación de los ríos usados en el análisis de la actividad tectónica.

2.2.- Stream gradient index (SL).

Hack (1973) normalizó la pendiente de los cauces de los ríos para encontrar perturbaciones en una cuenca hidrográfica y mostrar heterogeneidades producto de contactos litológicos, heterogeneidades del macizo rocoso, procesos de remoción en masa sobre el lecho y la presencia de actividad neotectónica. La pendiente de los segmentos de los cauces se normaliza con la longitud del río más largo de la cuenca de la siguiente forma:

Ecuación 4:
$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot L$$

Donde ΔH = Diferencia de elevación de un segmento del río, ΔL = Longitud de un segmento del río y L = Longitud del río más largo de la cuenca; los valores se representan con gráficas en escala logarítmica para facilitar su lectura. Cuando el índice se calcula se consideran

segmentos de igual distancia (ΔL), desde los niveles superiores hasta los inferiores.

Los valores SL son elevados en las partes altas de los sistemas montañosos, porque tienen inclinaciones mayores, y en cualquier parte del río que tenga un cambio abrupto de pendiente. Hack (1973) consideró que cada segmento de una red de corrientes puede tener un valor constante en la tasa de erosión (K) asociado a la potencia del río, porque conforme crece el tamaño de los sedimentos transportados, crece el valor SL . El contexto geológico-geomorfológico del área de análisis influye en la interpretación de los perfiles.

2.3.- Normalized channel steepness index (k_{sn}).

Flint (1974), Willgoose *et al.* (1990) y Willgoose (1994) observaron que la pendiente de los ríos decrece exponencialmente en función del crecimiento del área de drenaje y que la regresión de potencia es un modelo adecuado para representar el comportamiento de las variables mencionadas. La regresión de potencia tiene la expresión siguiente:

Ecuación 5:
$$y = ax^b$$

Donde a es el coeficiente de la pendiente, b el exponente que indica que tanto varía y respecto a x , es la pendiente de la recta en un espacio bi-logarítmico. La ecuación con las variables geomorfológicas mencionadas se escribe de la siguiente forma:

Ecuación 6:
$$S = K_s A^{-\theta}$$

La pendiente del canal (S), está en función del área de drenaje (A) elevada por un exponente que representa la concavidad (θ) (indica como decrece la pendiente de la recta en el espacio bi-logarítmico) por el *Steepness Index* (K_s), traducido al español como índice de inclinación (Flint, 1974; Kirby y Whipple, 2001) (Figura 2.1).

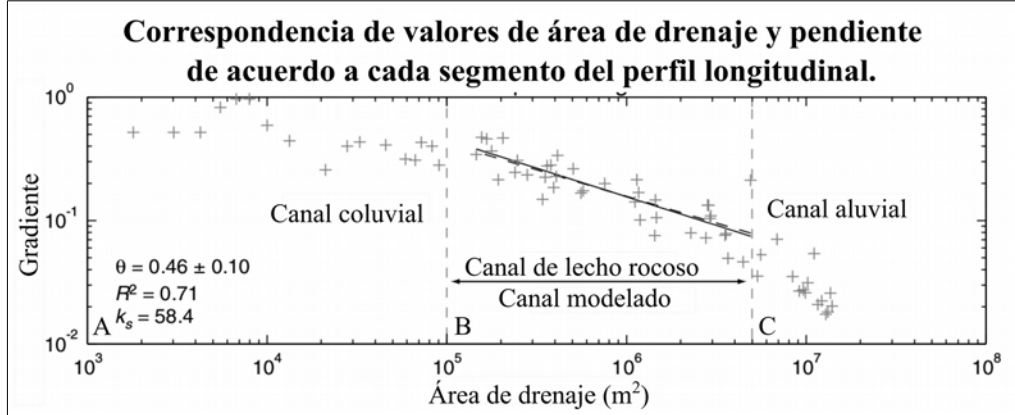


Figura 2.1.- A) Área donde predominan procesos no fluviales; B) La recta representa la línea decreciente del perfil de un río, analizada con una regresión de potencia; C) Área donde predomina la sedimentación (Imagen tomada y modificada de Snyder *et al.*, 2000).

La formación y desarrollo de fallas junto con el levantamiento generan cambios de pendiente en los ríos de una cuenca que pueden ser señalados con valores elevados k_s , para analizarlos y compararlos se normalizan con el índice k_{sn} (Wobus *et al.*, 2006b); producto de la siguiente ecuación:

Ecuación 7:
$$K_{sn} = K_s A_{cent}^{(\theta_{ref} - \theta)}$$

Donde S = Pendiente local del canal, A_{cent} = es el valor del área de drenaje (A) en el punto medio del perfil, o la diferencia del valor máximo y mínimo expresada en logaritmo (Flint, 1974). En varios ríos se ha observado que la concavidad (θ) tiene valores de 0.35 a 0.65 y se escoge el valor promedio de 0.45 como concavidad de referencia (θ_{ref}) (Figura 2.2) (Snyder *et al.*, 2000; Kirby y Whipple, 2001; Brocklehurst y Whipple, 2002; Kirby *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2006b). Las perturbaciones tectónicas interrumpen la línea decreciente de la pendiente (Figura 2.3).

El uso de los índices k_s y k_{sn} se restringe a porciones donde el área de drenaje (A) tenga valores de 0.1 a 5 km², porque en esas áreas no hay procesos fluviales (Montgomery *et al.*, 1998), el ambiente descrito está en las cabeceras de los ríos.

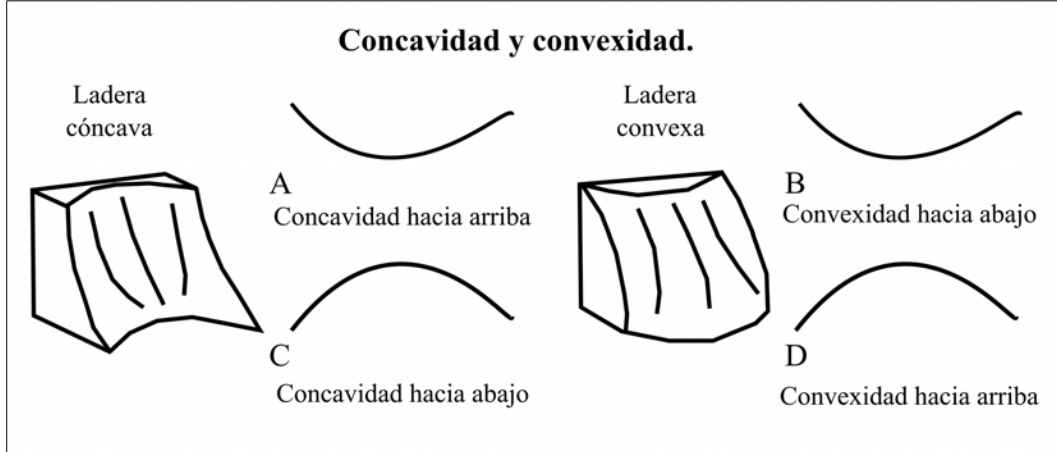


Figura 2.2.- En el contexto de geomorfología, el uso de la concavidad se refiere a la situación A y la convexidad se refiere a la situación D (Figura basada y modificada de Huggett (1975) y Ruhe (1975a)).

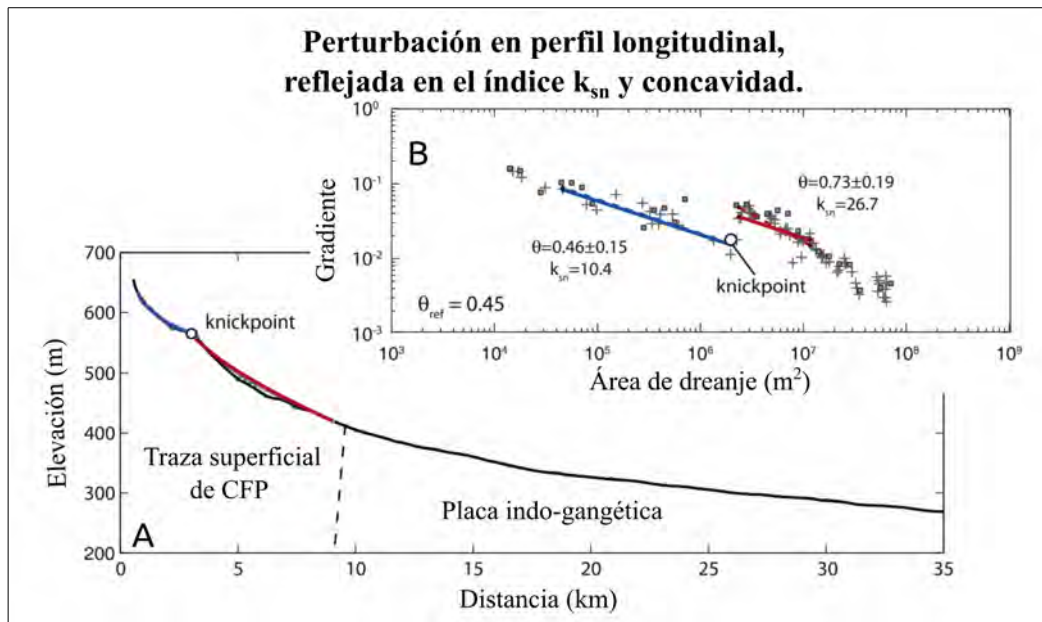


Figura 2.3.- A) La cabalgadura central principal o *central fault principal* (CFP) generó una perturbación que migró aguas arriba, dividiendo el perfil en dos segmentos B), cada uno representado como una recta decreciente en un modelo de potencia (Imagen tomada y modificada de Kirby y Whipple, 2012).

En ambientes tectónicos los perfiles longitudinales muestran la relación entre los valores k_{sn} y el levantamiento tectónico (U), pero el clima y las características litológicas complican la relación. Además cada río reacciona de forma distinta a la actividad tectónica, los ríos de

primer orden pueden ser más susceptibles al levantamiento (Merritts y Vincent, 1989; Snyder *et al.*, 2000; Kirby y Whipple, 2001). Las interpretaciones deben ser cautelosas porque que no siempre la inclinación y la concavidad (θ) son resultado de levantamiento tectónico (Wobus *et al.*, 2006b); procesos de remoción en masa, cuerpos de agua como presas y lagos pueden generar cambios en los índices de inclinación.

La distribución de valores k_{sn} en una cuenca son de utilidad para delimitar zonas con levantamiento tectónico (*P/ej.*, Kirby *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2006b), porque el índice k_s y el de concavidad (θ) reflejan variaciones espaciales en la tasa de levantamiento tectónico. La hipótesis indica que valores altos de k_{sn} están ubicados en zonas con mucho levantamiento tectónico y viceversa. La respuesta erosiva generada por el levantamiento genera una curvatura en el lecho rocoso reflejada en una inflexión o convexidad hacia arriba, una forma transitoria denominada knickpoint (Castillo y Lugo-Hubp, 2011; Kirby y Whipple, 2012), término incluido al español por Lugo-Hubp (2011).

2.4.- Knickpoints.

El termino knickpoint en la literatura geomorfológica ha sido utilizado para describir una inflexión en el lecho del río (Gilbert, 1877; Penck, 1924; Hack, 1973). Davis (1932) y von Engelm (1940) ahondaron en el origen de los knickpoints y propiciaron investigaciones sobre los cauces fluviales y su evolución. Castillo y Lugo-Hubp (2011) indican que los knickpoints son formas transitorias del paisaje asociadas al desequilibrio y cambios de la tasa de incisión; su origen y desarrollo están en función de los procesos erosivos vigentes.

Los knickpoints se detectan con el cálculo de la pendiente de los segmentos del perfil longitudinal del río. Los datos de la pendiente, elevación y distancia desde la desembocadura se grafican en un espacio bi-logarítmico. El método de cuadrados mínimos obtiene una recta que representa las irregularidades principales del perfil longitudinal del río (Figura 2.4).

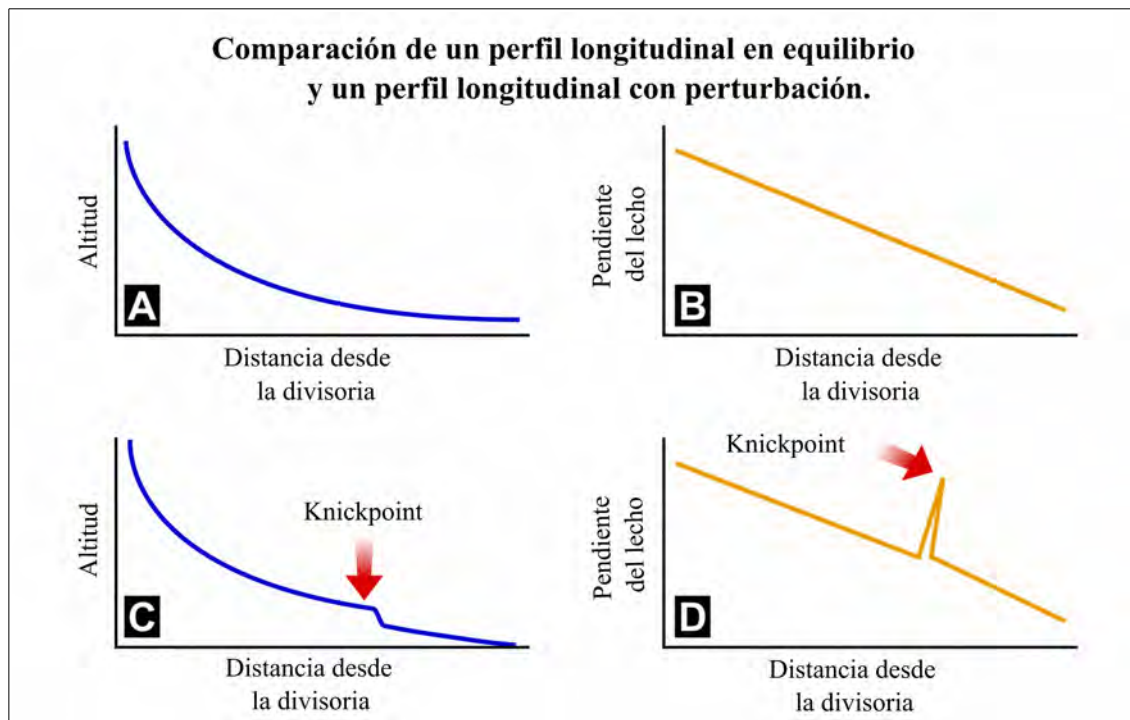


Figura 2.4.- Detección de los knickpoints con el uso de gráficas en espacios bi-logarítmicos (Imagen tomada y modificada de Castillo y Lugo-Hubp, 2011).

2.4.1.- Procesos de formación y clasificación de knickpoints.

El levantamiento tectónico cambia la tasa de erosión (ecuación 3) y genera un movimiento negativo del nivel de base que forma un knickpoint. El levantamiento de la corteza también puede ser producto del deshielo que genera liberación de carga sobre la corteza terrestre, lo anterior genera un knickpoint cercano a la desembocadura de los ríos; el proceso se denomina rebote isostático (Lambeck, 2005). Las caídas del nivel de base son otras de las principales causas que originan los knickpoints (Castillo y Lugo-Hubp, 2011). La formación y desarrollo de fallas y pliegues generan convexidades hacia arriba reflejadas en knickpoints (Whittaker *et al.*, 2007).

Los knickpoints tienen otros mecanismos de formación como el arreglo estructural de las litologías y la diferencia en resistencias. En ambientes glaciares, la excavación del lecho y la erosión diferencial generan knickpoints asociados a los procesos fluviales preexistentes (Brocklehurst y Whipple, 2002, 2007) (Figura 2.5 y Tabla 2.1).

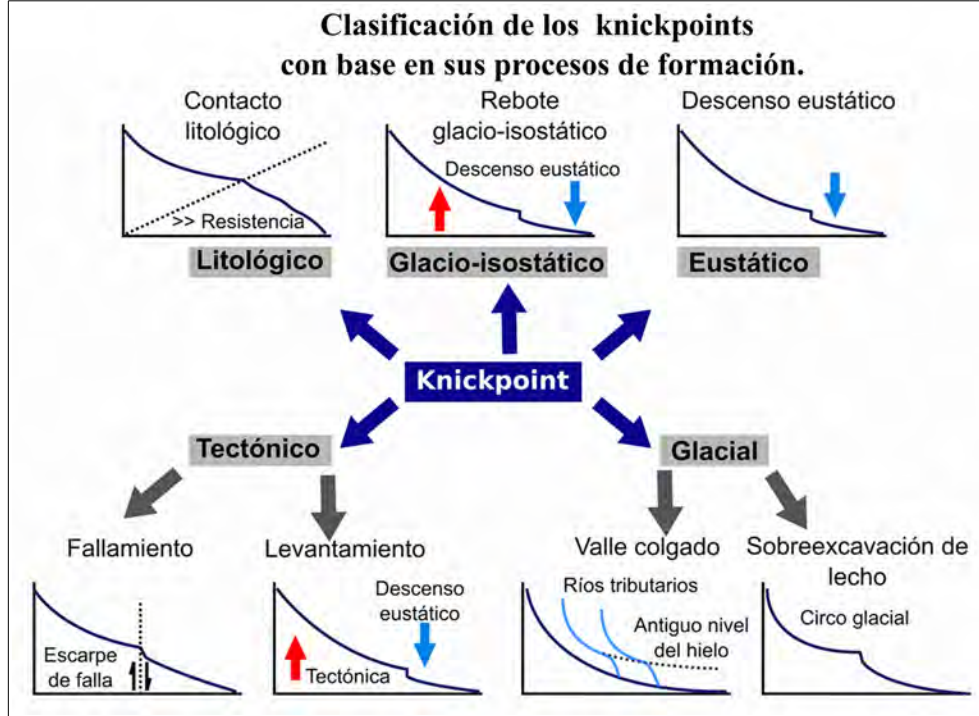


Figura 2.5.- La generación de knickpoints no solamente es por procesos tectónicos, los procesos externos también generan perturbaciones en los ríos (Imágen tomada de Castillo y Lugo-Hubp, 2011).

2.4.2.- Propagación y evolución de los knickpoints.

Snyder *et al.* (2000), Bishop (2007) y Whipple (2011) indican que las perturbaciones en sistemas erosivos generan condiciones de ajuste que migran aguas arriba en forma de onda cinemática (Whipple y Tucker, 1999). La porción de un sistema fluvial por encima de un knickpoint conserva el régimen erosivo preexistente a una perturbación (Howard *et al.*, 1994; Bishop *et al.*, 2005; Crosby y Whipple, 2006) (Figura 2.6).

La erosión ocurre cuando la capacidad de transporte del río supera el abastecimiento de material, lo anterior se denomina capacidad de flujo de desprendimiento y favorece la incisión del río; está determinada por la multiplicación de la erodabilidad (K), la descarga específica (q), el gradiente o pendiente del canal (S), el flujo de la cubierta de los sedimentos (q_s) y el tamaño de los sedimentos (d) (Howard *et al.*, 1994).

Clasificación de los knickpoints.		
Tipo	Subtipo	Proceso
Knickpoint glacial	(1) Por excavación.	(1) Pulimiento glacial.
	(2) De valle colgado.	(2) Erosión diferencial sobre el sistema de valles.
Knickpoint litológico	(1) Diferencial.	(1) Contactos litológicos, diferencia de dureza entre materiales.
	(2) Estructural.	(2) Control local ejercido por la estructura.
Knickpoint tectónico	(1) De falla.	(1) Desplazamiento normal e inverso de falla.
	(2) De levantamiento.	(2) Incremento en la tasa de levantamiento, caída en el nivel base.
Knickpoint eustático		(1) Descenso en el nivel de base.
Knickpoint glacio-isostático		(2) Descenso en el nivel de base por rebote isostático.

Tabla 2.1.- Clasificación propuesta por Castillo y Lugo-Hubp (2011).

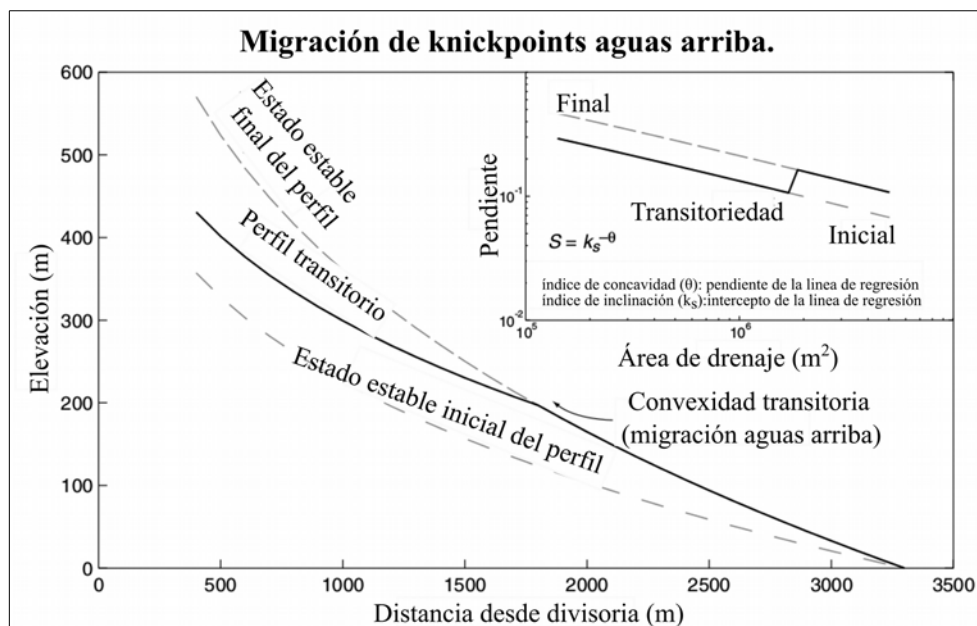


Figura 2.6.- En un estado transcurrente, el knickpoint migra aguas arriba como una onda (Imagen tomada y modificada de Snyder *et al.*, 2000).

Un incremento en el gradiente (S) del canal favorece la capacidad de flujo de desprendimiento y la incisión. El nacimiento de un knickpoint es un cambio en el gradiente

del río que favorece la incisión (Howard *et al.*, 1994), y que inicia un cambio en el régimen de erosión.

Howard *et al.* (1994) indica que la descarga fluvial (Q) está en función del área de drenaje (A) mediante una regresión de potencia, y la erosión representativa ocurre en eventos de alta descarga fluvial (Q). Si la formación de los knickpoints genera un cambio de pendiente (S) en los canales, éstos se propagaran aguas arriba en función del área de drenaje (A).

Howard y Kerby (1983) junto con Seidl y Dietrich (1992) describen una relación de potencia, donde la descarga fluvial (Q) está en función del incremento de la distancia aguas abajo (L). Los datos para calcular la descarga no siempre están disponibles, de acuerdo con los trabajos de Hayakawa y Matsukura (2003) y Bishop *et al.* (2005), el área de drenaje (A) es un sustituto para la descarga (Q) en el análisis de la propagación aguas arriba de los knickpoints, si la descarga fluvial (Q) se incrementa en función de la distancia (L), entonces existe una relación de potencia entre el área de drenaje (A) y la distancia aguas abajo (L) que describe la propagación aguas arriba de los knickpoints.

Bishop *et al.* (2005) analizó la caída de nivel de base en las costas de Escocia y su influencia en dos sistemas fluviales vecinos, con el uso de regresiones de potencia. Los análisis indican que la distancia aguas arriba desde la perturbación (D) o (L) hasta la parte más cumbral de los knickpoints, está en función del incremento del área de drenaje (A). Las correlaciones para ambos sistemas fluviales fueron cercanas a 1 y los valores p cercanos a 0, sugiriendo que el modelo empleado explica la propagación del régimen erosivo. Howard *et al.* (1994), Hayakawa y Matsukura (2003) y Bishop *et al.* (2005) consideran que existe un área de drenaje (A) y pendiente (S) mínimas que permiten la propagación aguas arriba de los knickpoints, por lo que la propagación se perderá en algún punto del sistema fluvial.

Gardner (1983) expone que la morfología de los knickpoints tiene la tendencia a conservarse en la propagación aguas arriba, dependiendo de las características litológicas del contexto del sistema fluvial. Gardner (1983) expone tres situaciones en la conservación de la morfología determinadas por la resistencia y arreglo estructural de las rocas.

obtener la discrepancia máxima (D) con la siguiente expresión.

Ecuación 8:
$$D = \text{máximo} |fr(x_1) - fr(x_2)|$$

El valor D se compara con la tabla de valores p para el test Kolmogórov-Smirnov, si es mayor de 0.05 (más del 5% de los datos no se explican con el modelo) no se rechaza la hipótesis nula (H_0), pero si es menor a 0.05 (menos del 5% de los datos no se explican con el modelo) no se rechaza la hipótesis alternativa (H_1):

- Hipótesis nula (H_0): la distribución de los valores de una misma variable en ambas muestras no es diferente: $fr(x_1) = fr(x_2)$.

- Hipótesis alterna (H_1), la distribución de los valores de una misma variable en ambas muestras es diferente: $fr(x_1) \neq fr(x_2)$.

2.6.- Análisis hipsométrico

Strahler (1952) analizó las cuencas hidrográficas para compararlas y entender que tan erosionadas están unas respecto a otras. En la figuras 2.8 y 2.9, se muestra como normalizar los datos, h = elevación del nivel altimétrico, H = diferencia de elevaciones máxima y mínima de la cuenca, a = área del nivel altimétrico, A = área total de la cuenca. Los datos trazados forman la curva hipsométrica y por la normalización no pueden ser mayores a 1. Los límites máximos y mínimos corresponden al 100% y la curva se interpreta como un porcentaje proporcional del volumen. La relación del área debajo de la curva es igual a la proporción de volumen de una cuenca hidrográfica, mientras mayor sea el área que ocupa un nivel altimétrico, también lo será el volumen.(Figura 2.8). El volumen se calcula con la multiplicación el área del piso altimétrico (a), por la diferencia de las elevaciones máxima y mínimas del piso altimétrico (h), no de la cuenca (H) (Figura 2.9).

Una curva convexa hacia arriba representa áreas con volumen que todavía no ha sido erosionado, es común en relieves jóvenes o con actividad tectónica donde el levantamiento genera un exceso de volumen. Una curva cóncava hacia arriba es sinónimo de un área erosionada, donde el material ha sido removido (Figura 2.8).

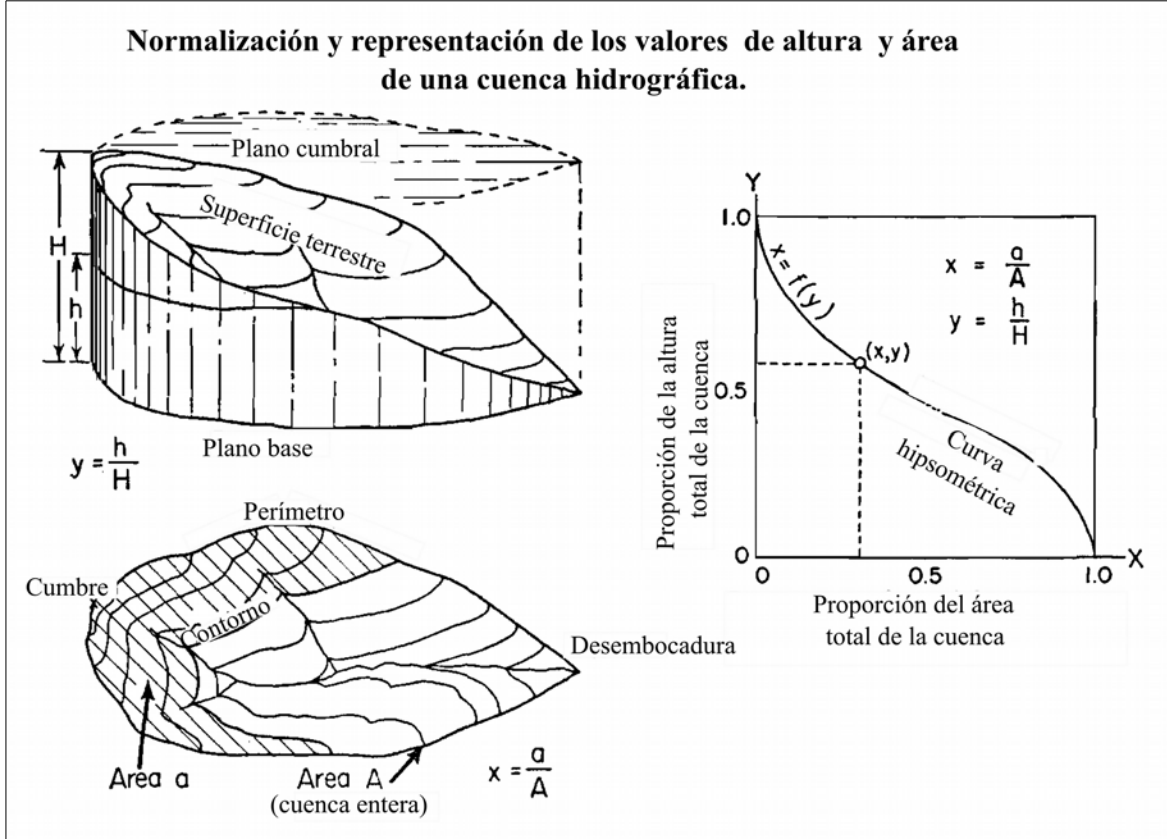


Figura 2.8.- Síntesis del procedimiento de elaboración de curva hipsométrica (Strahler, 1952).

El volumen de masa (V_i) es el producto de la multiplicación de la frecuencia relativa de valores de elevación (f_i) por el producto del área de la cuenca con la diferencia de los valores de elevación y la elevación mínima (Pike y Wilson, 1971), con la siguiente expresión:

Ecuación 9:

$$V_i = \frac{f_i}{N} \cdot A (Elevación - Elevación_{Mínima})$$

El volumen de masa (V_i) calculado se normaliza con un valor de masa de referencia (V_r), determinado por la diferencia de elevaciones, con la siguiente expresión:

Ecuación 10:

$$H = \frac{V_i}{V_r} = \frac{\sum \frac{f_i}{N} \cdot A (Elevación - Elevación_{Mínima})}{A (Elevación_{Máxima} - Elevación_{Mínima})}$$

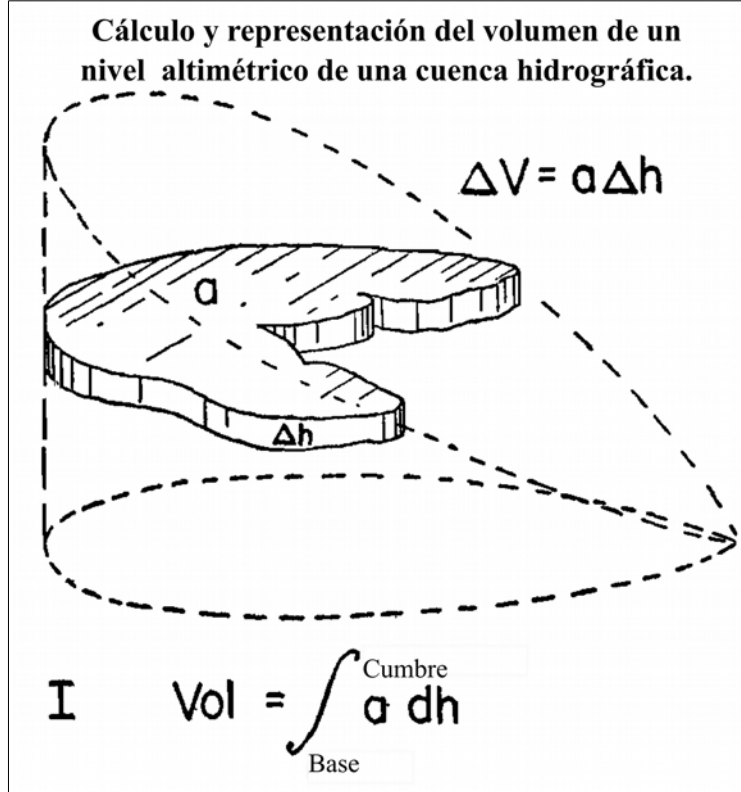


Figura 2.9.- Representación del volumen correspondiente con un nivel o piso altimétrico (Strahler, 1952).

En el primer término de V_i , la sumatoria de las frecuencias relativas es 1 y representa el total de datos, se elimina el área tanto en el dividendo como en el divisor, la ecuación resultante prácticamente es igual a la que propuso Wood y Snell (1961), se expresa de la siguiente forma:

Ecuación 11:

$$H = E = \frac{Elevación_{Promedio} - Elevación_{Mínima}}{Elevación_{Máxima} - Elevación_{Mínima}}$$

El resultado expresa una relación que indica la proporción de valores máximos de elevación sobre los valores mínimos, y si la elevación promedio tiene la tendencia a ser alta o mínima. La relación no puede dar valores mayores a 1, van de 0.15 a 0.85 y se observa una agrupación de 0.40 a 0.60. Los valores mínimos y cercanos a 0 se ubican en superficies más erosionadas, mientras que los valores con tendencia a 1 están en superficies convexas,

donde la mayor cantidad de volumen no ha sido removida. Pike (1964) demostró que la *Elevation relief-ratio* (E) es igual a la curva hipsométrica (H).

2.7.- *Swath profile*.

Un perfil topográfico representa en una gráfica los valores de elevación (y) a lo largo de un transecto (x); existe una variación denominada *swath profile* (traducido al español como perfil de barrido), representa las elevaciones mínima, media y máxima. El perfil topográfico representa los datos de elevación a lo largo de un transecto, mientras que el *swath profile* representa los parámetros estadísticos de elevación a lo largo de la longitud de un rectángulo angosto y alargado.

El rectángulo se divide con líneas equidistantes y perpendiculares al eje principal, la separación de las líneas esta en función de la escala y la longitud del eje principal; de cada franja se obtienen las elevaciones mínima, media y máxima. Las áreas activas se caracterizan por ser más erosivas y con mayor incisión, reflejada en una diferencia alta en los parámetros estadísticos de la elevación.

3.- Área de estudio.

3.1 Contexto geográfico-geológico del área de estudio.

El área está ubicada en la porción central de México, se delimitó con una cuenca hidrográfica. La parte centro-oriental está dentro del CPCM, al suroeste abarca una parte septentrional del CVTM y al noroeste ocupa una porción de la Mesa del Centro (MC) (Figura 3.1). Abarca parte de los estados de Hidalgo y Querétaro, en menor proporción a San Luis Potosí (Figura 3.2). Los ríos Extoraz y Moctezuma drenan la mayor parte del área y sus cauces atraviesan la mayoría de los contactos litológicos, cabalgaduras y pliegues.

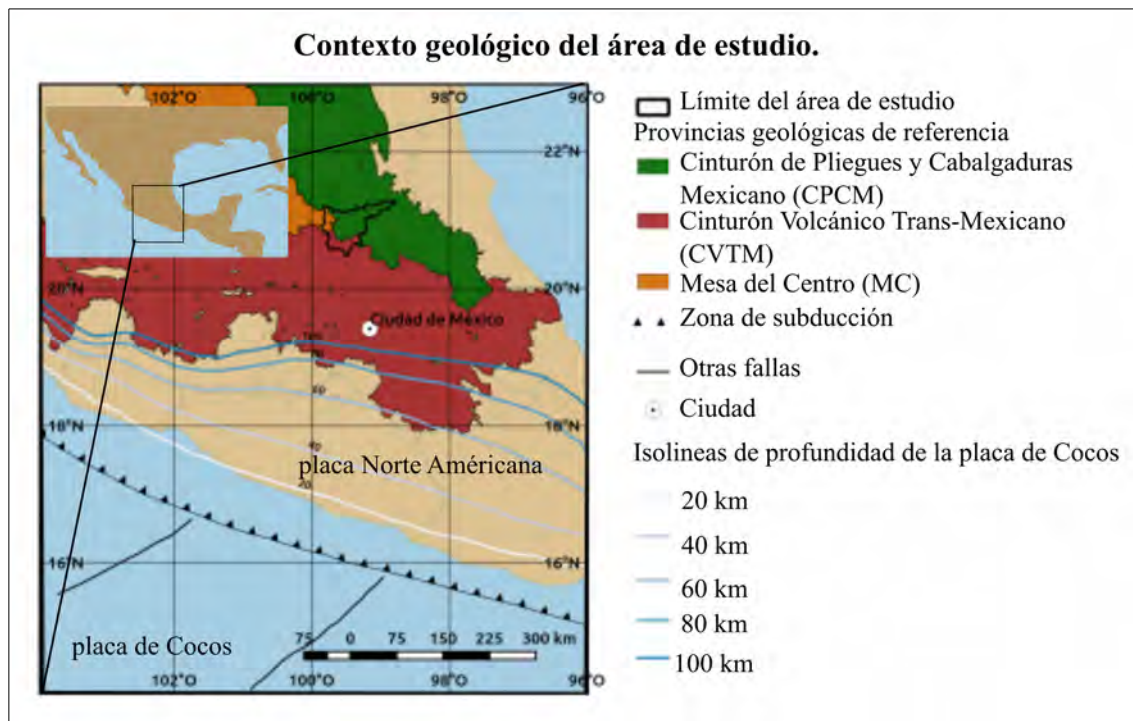


Figura 3.1.-El área colinda con el CVTM, producto directo de la subducción plana de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norte América (Imagen tomada y modificada de Pérez-Campos *et al.*, 2008).

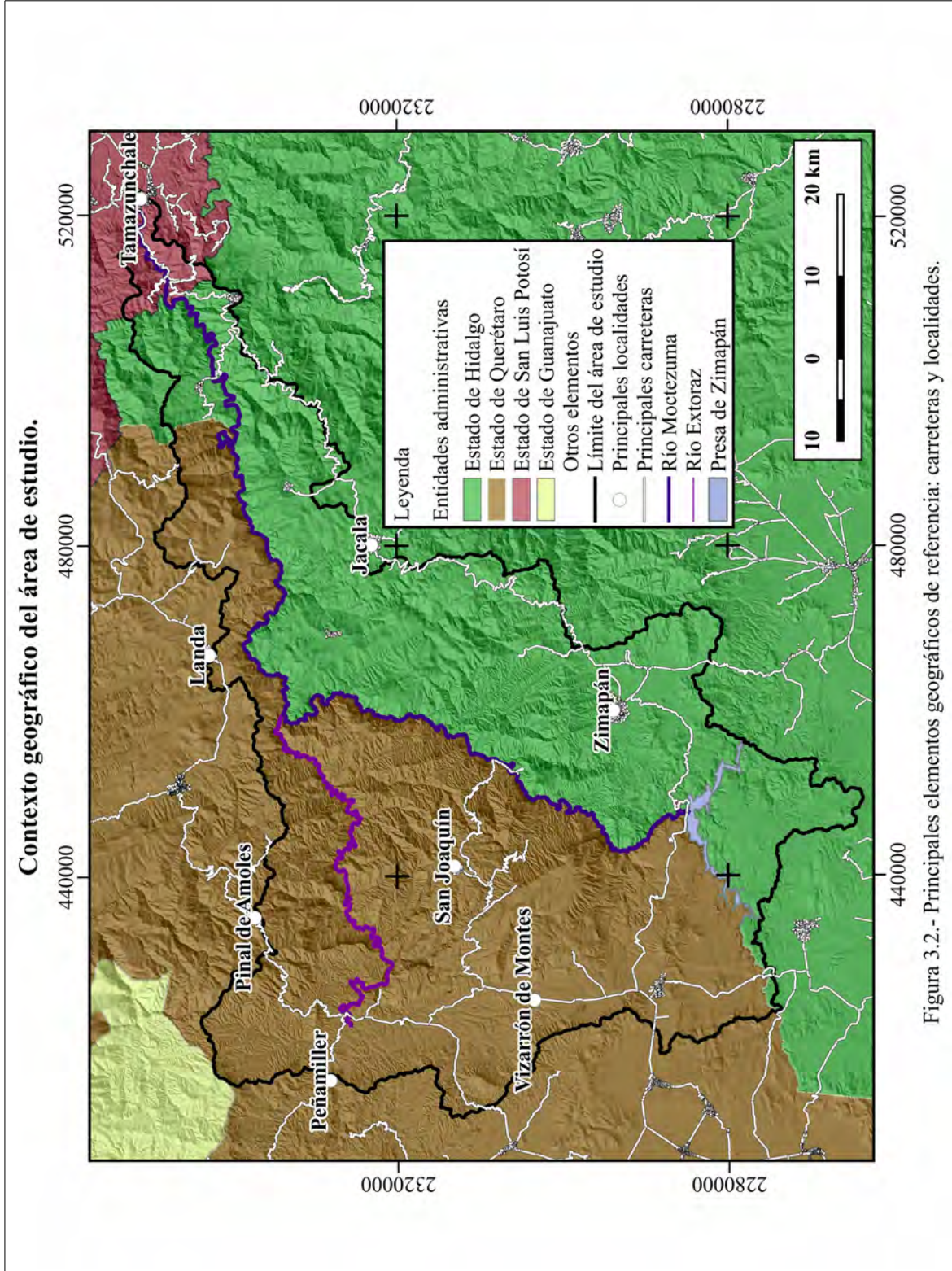


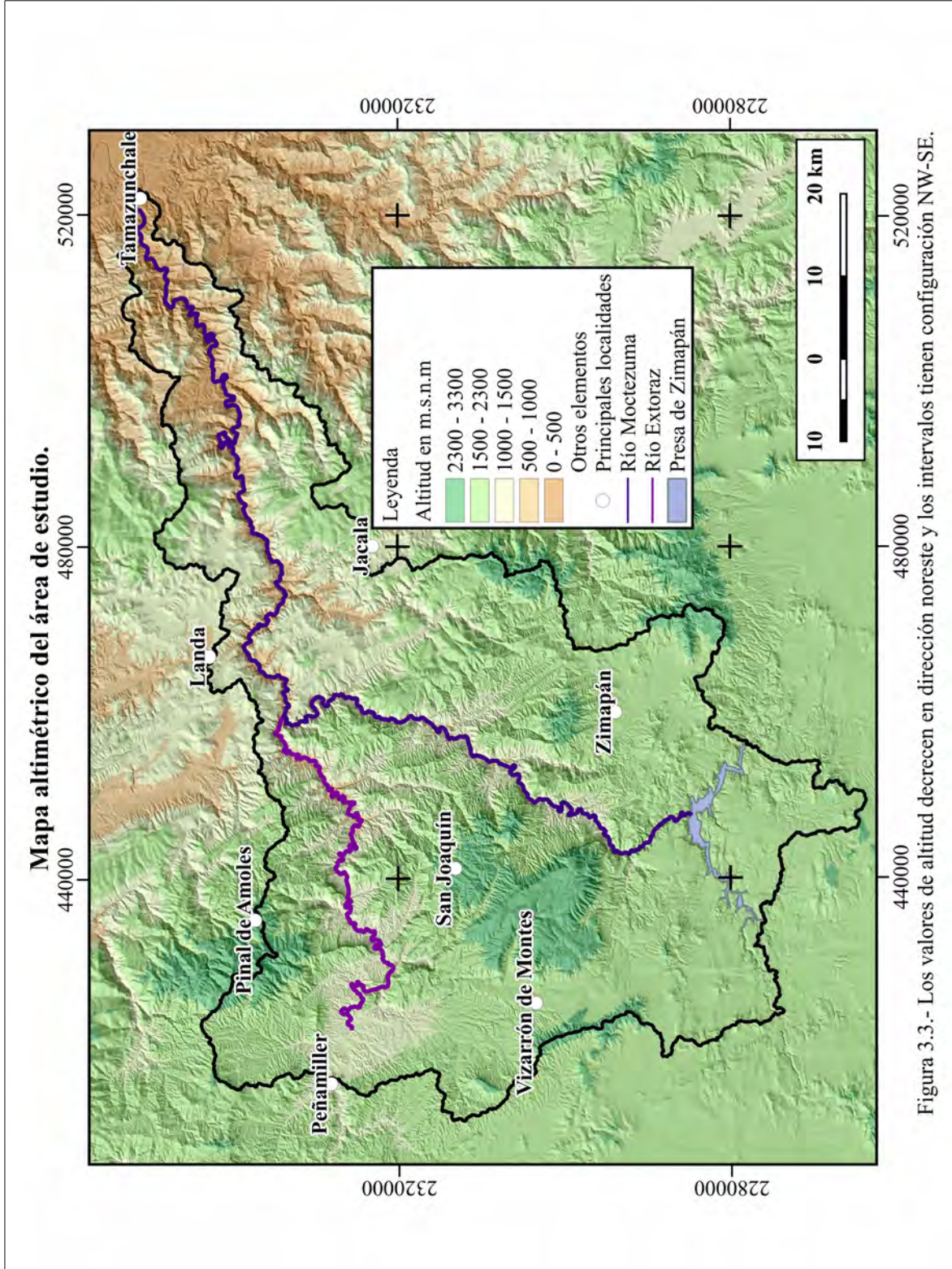
Figura 3.2.- Principales elementos geográficos de referencia: carreteras y localidades.

Las montañas más altas se ubican en la parte suroccidental, con altitudes que aproximadamente están en un intervalo desde los 1850 hasta poco más de 3200 m.s.n.m. Las altitudes de transición se ubican en toda el área de estudio dentro de un rango aproximado de 1000 hasta 2000 m.s.n.m. Las altitudes mínimas se encuentran en la parte nororiental del área de estudio, en un rango aproximado de 600 a 1000 m.s.n.m (Figura 3.3). El mapa altimétrico se elaboró el *software* ArcGis version 10.1 (<http://www.esri.com>), con una reclasificación del Modelo Digital de Elevación (MDE) con base en las agrupaciones de las frecuencias más representativas del histograma.

La pendiente del relieve principalmente se agrupa en dos clases: 1) 30° a 45° en más de la mitad del área, 2) de 2° a 30° para el resto del área. Los cañones destacan por las pendientes con valores de 40° hasta 80° (Figura 3.4). El mapa de pendientes se elaboró con el módulo *slope* del *software* ArcGis, después el archivo raster se reclasificó con base en las agrupaciones de las frecuencias más representativas del histograma.

El Río Moctezuma es el más grande y cruza el área de estudio en dirección SW-NE, sirve como límite de los Estados de Hidalgo y Querétaro. El Río Extoraz es el segundo más largo, converge con el Río Moctezuma en la porción central del área de estudio. El cuerpo de agua más importante es el represamiento de la presa de Zimapán. El área de estudio está dentro de la Cuenca del Río Moctezuma, en la región Pánuco con clave 26 (<http://www.conagua.gob.mx>).

El clima en la parte centro y noreste corresponde a cálidos subhúmedos con lluvias en verano Aw(w), las parte oeste y suroeste tienen climas secos semicálidos BSh(w) y templados C. Las temperaturas medias anuales bajas se encuentran en las montañas altas del occidente, con intervalos de 10° a 16°C; para el centro y oriente del área las temperaturas van de un rango de 16° hasta 26° C. La precipitación media anual en la parte suroeste corresponde a 600 mm, hacia el noreste se incrementa 1000 mm (Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI) 2013, 2014).



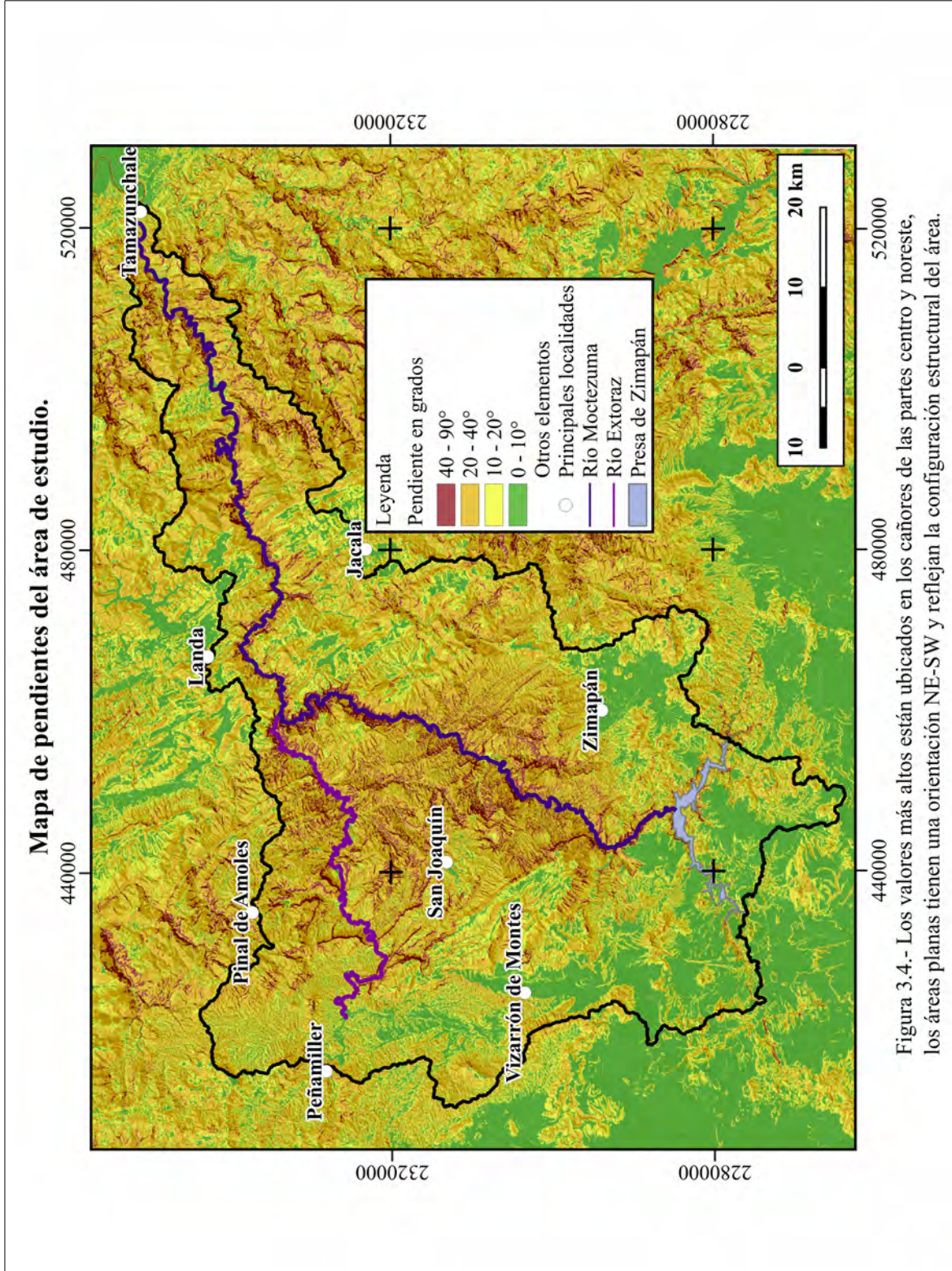


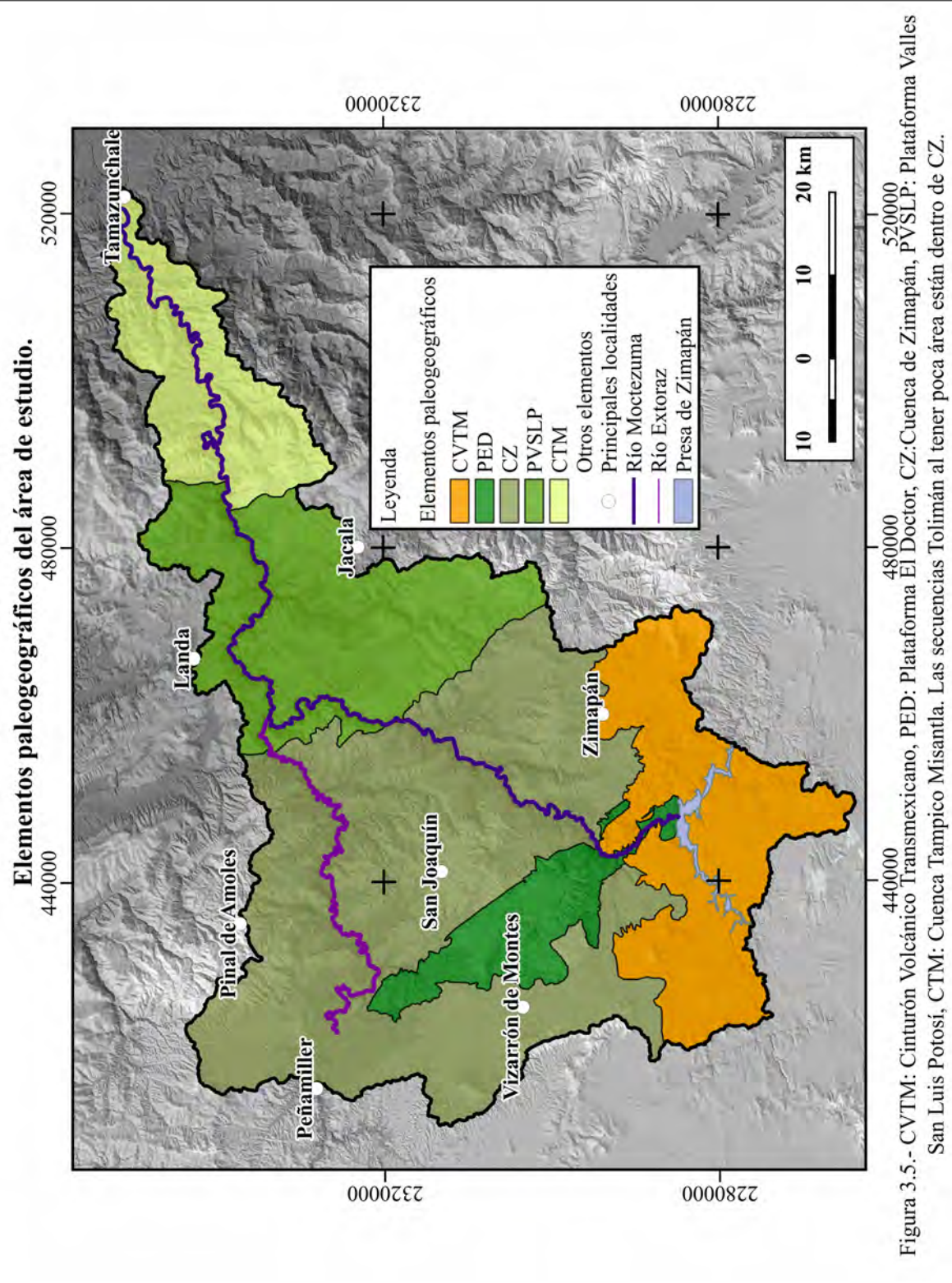
Figura 3.4.- Los valores más altos están ubicados en los cañones de las partes centro y noreste, los áreas planas tienen una orientación NE-SW y reflejan la configuración estructural del área.

3.2.- Geología.

El CPCM es parte del Cinturón Cordillerano, proveniente desde el occidente de Alaska, hasta la parte sur-oriental de México (Nava-Urrego, 2008; Ortega-Flores, 2011). El CPCM es parte de la sección central del Cinturón Cordillerano, está limitado al norte por la Megacizalla Mojave Sonora, y al sur por el CVTM (Campa-Uranga, 1985). Las dataciones hechas por Fitz *et al.*, (2014), denominan el CPCM como producto de al menos tres pulsos de deformación de 80 a 40 Ma. El modelo compatible con el desarrollo del CPCM es el de cuña tectónica u orogénica, con un estilo de piel delgada (Suter, 1990; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). El área de estudio está en la sección centro del CPCM, arriba del CVTM (Figura 3.5).

3.3.- Estratigrafía.

La estratigrafía inicialmente fue descrita por Garfias (1915), Stephenson (1921), Heim (1926, 1940), Muir (1936), Imlay (1944), Simons y Mapes (1956, 1957), Segerstrom (1961), Fries y Rincón-Orta (1965). Décadas después la información fue complementada por Carrillo-Martínez (1981, 1986, 1989, 1990, 1998, 2000); Carrillo-Martínez y Suter (1982) y Suter (1980, 1984, 1987 y 1990). Recientemente Fitz-Díaz *et al.* (2012, 2014) y Ortega-Flores *et al.* (2014) han actualizado la información estratigráfica. De oeste a este, afloran las secuencias que conforman la Plataforma El Doctor (PED), la Cuenca de Zimapán (CZ), la Plataforma Valles San Luis Potosí (PVSLP) y la Cuenca Tampico Misantla (CTM). Las cuencas fueron más susceptibles a la deformación, mientras que las plataformas se comportaron de forma rígida (Nava-Urrego, 2008). Las cuencas y plataformas comporten unidades estratigráficas en algunos casos. Las formaciones estratigráficas que conforman el área se describen a continuación (Figura 3.6 y ANEXO).



3.3.1.2.- Complejo El Chilar (Triásico).

López-Ramos (1979) la definió como Formación El Chilar, está compuesta de paquetes gruesos de arenisca y lutita intercalados con algunos conglomerados polimícticos, tiene alta presencia de cuarzo (rellenos de canal y flujos de detritos). El Chilar tiene bloques de dimensiones variadas que van de centímetros a cientos de metros en una matriz arenolimsa; los bloques tienen formas sigmoidales producto de la intensa deformación por cizalla, en algunas porciones hay milonitización y en otras metamorfismo, otros bloques tienen radiolaritas (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Dávila-Alcocer *et al.*, 2013). La posición estratigráfica de El Chilar indica que es de edad pre-Jurásica, porque subyace de forma discordante a la Formación San Juan de la Rosa (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009).

El Complejo El Chilar aflora en la porción suroeste de la CZ al noreste de Vizarrón de Montes, el afloramiento dentro del área de estudio tiene una extensión aproximada de 50 km². Fitz-Díaz *et al.* (2012) indica que el Complejo El Chilar es parte del abanico Potosí, formado por turbiditas del Triásico Tardío, en el rompimiento de Pangea.

3.3.1.3.- Formación San Juan de la Rosa (Kimerridgiano-Tutoniano inferior).

Carrillo-Martínez (1989) definió a la Formación San Juan de la Rosa. La parte basal está compuesta de siliclastos en flujos de detritos y canales rellenos con fragmentos de arenisca y bloques de basalto; la parte media está compuesta de canales rellenos de fragmentos de riolita, conglomerado y lutita; la parte superior es una mezcla de rocas volcánicas (Ortega-Flores, 2014). La Formación San Juan de la Rosa tiene estructuras como estratificación cruzada y pliegues sinsedimentarios. El espesor calculado es de 600 m mientras que la edad va del Kimerridgiano-Tutoniano inferior, calculada con amonitas (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Carrillo-Martínez, 1989, 1990, 1998). La Formación San Juan de la Rosa aflora en la parte suroccidental de la CZ, al norte de Vizarrón de Montes.

La Formación San Juan de la Rosa sobreyace discordantemente al Complejo El Chilar, y subyace de la misma forma a la Formación Peña Azul, se correlaciona con la Formación Trancas. Los materiales volcánicos se emplazaron e interactuaron con el ambiente marino cuando todavía estaban fundidos (Ortega-Flores, 2014).

3.3.1.4.- Formación Peña Azul (Hauteriviano-Aptiano).

Chauvé *et al.* (1985) propuso el termino Peña Azul, la unidad está conformada por conglomerado con clastos mal clasificados y redondeados, de composición volcánica con matriz carbonatada. La porción superior está compuesta por calizas, lutitas y margas en estratos delgados e intercalados, tiene fracturamiento y plegamiento con estructuras sigmoidales. El espesor calculado va de 100 a 400 m (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Chauvé *et al.*, 1985; Carrillo-Martínez, 1989, 1998, 2000). La edad es del Hauteriviano-Aptiano, el contenido fósil es representado por algas y amonitas (Chauvé *et al.*, 1985; Carrillo-Martínez, 1998).

La Formación Peña Azul tiene afloramientos con extensiones aproximadas a 1 km² en la parte suroeste de la CZ, al norte de Vizarrón de Montes; sobreyace a la Formación San Juan de la Rosa de forma discordante (Carrillo-Martínez, 1986). Sánchez-Bermeo y Ramírez-García (2005) indican que el ambiente de depósito es marino de poca profundidad con aporte de terrígenos.

3.3.2.-Plataforma El Doctor.

3.3.2.1.- Formación El Doctor (Barresiano Cenomaniano).

Definida por Wilson *et al.* (1955), El Doctor es un paquete de caliza con coloraciones beige y gris claro en estratos de 10 a 20 de espesor, intercaladas con láminas de pedernal de 10 de espesor (Wilson *et al.*, 1955). El espesor va 200 hasta 1500 metros (Wilson *et al.*, 1955; Segerstrom, 1961; López-Ramos, 1979). Tiene abundante contenido fósil de rudistas y gasterópodos que indican una edad del Cenomaniano (Carrillo-Martínez, 1981, 1998; Mendoza-Rosales, 1990).

Dentro del área de estudio la Formación el Doctor se ubica en el suroeste, es el elemento altimétrico más alto y coincide con la PED. El Doctor es correlacionable con la Formación Peña azul en las secuencias Tolimán, con la Formación Tamaulipas en las CZ y CTM, con las formaciones El Abra y Tamabra en la PVSLP. El ambiente de formación de El Doctor se asocia a la estabilidad tectónica que favoreció la actividad biológica en bancos arrecifales (Mendoza-Rosales, 1990).

3.3.3.-Cuenca de Zimapán.

3.3.3.1.- Formación Tamaulipas (Aptiano-Cenomaniano).

La Formación Tamaulipas se divide en dos unidades definidas por Suter (1990): 1) Tamaulipas Inferior (previamente descrita como Formación Chapalhuacán) y 2) Tamaulipas Superior (previamente descrita como Formación Ahuacatlán).

Tamaulipas inferior esta compuesta de calizas de textura *mudstone* a *wackstone*, de color gris claro, acomodadas en estratos de 40 a 90 cm, mientras que Tamaulipas Inferior está compuesta por calizas tipo *mudstone* y *wackstone* en estratos de 20 a 30 cm, de color gris oscuro, con bandas de pedernal negro. En algunas partes hay intercalaciones de bentonita verdosa. De acuerdo con Suter (1990) el espesor de Tamaulipas Inferior varía de 250 a 500 m, mientras que el espesor para Tamaulipas Superior varía de 200 a 500 m. Por el contenido fósil compuesto por radiolarios y rudistas, se asignó una edad del Aptiano-Cenomaniano.

Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior se distribuyen en la CZ y la CTM, en afloramientos con orientación NW-SE, siendo las formaciones más representativas de ambas cuencas. Tamaulipas sobreyace de forma concordante y transicional a la Formación Pimienta y subyace de la misma forma a la Formación Agua Nueva. La Formación Tamaulipas es correlacionable con las formaciones Peña Azul, El Doctor y El Abra. Suter (1990) indica que Tamaulipas Inferior sobreyace de forma concordante y transicional a la Formación Pimienta, sin embargo, por la presencia de cabalgaduras esta en contacto con las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Tamaulipas Superior subyace a la Formación Agua Nueva, se correlaciona con la Formación Tamabra. Por la presencia de cabalgaduras está en contacto con las Formaciones San Felipe, Agua Nueva y Pimienta. El ambiente de depósito de la unidad Tamaulipas fue somero, de acuerdo con Castro y Martínez (1977), Martínez y Bello (1977) y Bello (1978) y (PEMEX, 1988)

3.3.2.2.- Formación Trancas (Kimerridgiano-Barremiano).

Definida por Segerstrom (1956), la Formación Trancas se divide en dos miembros litológicos: 1) el superior se compone de margas, lutitas calcáreas filíticas y apizarradas con

concreciones de areniscas, limolitas, calizas micríticas y piritíferas con lentes delgados de pedernal en algunas partes; 2) la parte inferior es arcillosa, se compone de lutitas y limolitas filitizadas, con delgadas capas de calizas micríticas y rocas piroclásticas, presenta algunos remanentes de areniscas, su espesor se ha calculado hasta en 1000 m (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Carrillo-Martínez, 1981, 2000). La edad Kimerridgiano-Barremiano se estableció por las amonitas encontrados por Segerstrom (1961).

Dentro del área estudio, la Formación Trancas aflora en tres franjas continuas con orientación NW-SE, forman parte de los núcleos de los Anticlinales Piñon y Bonanza. La Formación Trancas se correlaciona con la Formación Peña Azul en las secuencias Tolimán, El Abra en la PVLSP, Pimienta y Tamán en la CTM (Fitz-Díaz *et al.*, 2014). El ambiente de depósito interpretado corresponde al de los abanicos aluviales y deltáicos, cuya fuente de material fue un arco volcánico Coney (1978).

3.3.3.3.- Formación Soyatal (Turoniano).

Inicialmente fue estudiada por White (1949) y Wilson *et al.* (1955) formalizó el nombre. Soyatal está compuesta por caliza tipo *mudstone* de color gris oscuro, acomodada en estratos de 5 a 30 cm, interestratificada con caliza arenosa, margas y lutita calcárea de color amarillo rojizo, de los niveles inferiores a superiores la composición va de calcárea a clástica (Carrillo-Martínez, 1981; Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011). Los estratos están muy deformados y fracturados, pero se piensa que el espesor original era de 300 hasta 1000 m (Hernández-Jáuregui, 1997). La edad es del Turoniano y el contenido fósil corresponde a *Globotruncata*, *Stomiosphaera*, *Heterohelix* (Carrillo-Bravo, 1971, Collado, 1969, Hernández-Jáuregui, 1997).

La Formación Soyatal aflora en la CZ y bordea la PED; en menor grado aflora en la porción suroeste de la porción analizada de la PVSLP (ANEXO). Soyatal sobreyace a las formaciones Peña Azul en las secuencias Tolimán, a Tamaulipas en CZ, y El Abra en PVSLP. Aunque es más joven que la Formación El Doctor, por la cabalgadura del mismo nombre está en un nivel inferior.

Carrillo-Bravo (1971) menciona que los terrígenos indican inestabilidad en una costa. El plegamiento sinsedimentario sugiere la presencia de flujos de escombros y deslizamientos de masa que deformaron los depósitos (López-Doncel, 2002). El régimen sedimentológico inhibió los materiales calcáreos, hasta volverse clásticos (Mendoza-Rosales, 1990).

3.3.3.4.- Formación El Morro.

Fue definida por Simons y Mapes (1956, 1957), El Morro es un conglomerado compuesto por fragmentos de caliza mal clasificados, de forma angular a subangular de color gris rojizos y purpura, en menor proporción hay fragmentos de cuarzo, feldespatos, micas y rocas volcánicas (Carrillo-Martínez, 1998). El espesor de El Morro se ha estimado en 400 m (Simons y Mapes, 1956, 1957). Segerstrom (1961) no encontró fósiles y estimó la edad de Eoceno-Oligoceno Temprano, por la semejanza que El Morro tiene con una unidad en Guanajuato con presencia de *Alnus*, *Quercoidites*, *Pinuspollenites* y *Tubulifloridites*. Las rocas volcánicas que cubren a El Morro sugieren una edad de 38 Ma. (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009).

La Formación El Morro aflora aproximadamente a 4 km al noroeste del poblado de Zimapán, la extensión del afloramiento aproximadamente es de 6 km². Sobreyace discordantemente a las Formaciones Soyatal y Tamaulipas. El ambiente en el que se depositó corresponde a cuencas intermontanas que fueron rellenadas (40 Ma)(Carrillo-Martínez, 1998; Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009).

3.3.3.5.- Formación Las Espinas.

Simons y Mapes (1956), definieron la Formación Las Espinas como rocas volcánicas de composición andesítica dacítica y tobas, que sobreyacen de forma concordante a la Formación El Morro. El espesor calculado es 250 m, las coladas de lava tienen espesores de 4 a 10 m. La edad se ha establecido con K-Ar, obteniendo edades de 27 a 38 Ma (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009). La Formación Las Espinas es difícil de identificar y cartografiar, pero sobreyace a la Formación El Morro, al noreste del poblado de Zimapán.

3.3.4.-Plataforma Valles-San Luis Potosí.

3.3.4.1.- Formación Guaxcama (Hauteriviano-Aptiano).

La Formación Guaxcama fue descrita por Carrillo-Bravo (1971), litológicamente es un conjunto de yeso y anhidrita en estratos delgados y masivos de color blanco, con capas de caliza recristalizada (Valencia, 1996) su espesor se ha calculado hasta en 3000 m (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Carrillo-Bravo (1971) asignó una edad del Aptiano por el contenido fósil.

La Formación Guaxcama no aflora dentro del área de estudio, pero se sabe que subyace a la Formación El Abra en la PVSLP, se correlaciona con la Formación Tamaulipas Inferior (Ortega-Flores, 2011). La presencia de yeso y anhidrita sugiere que el ambiente de depósito es de aguas someras con evaporación elevada.

3.3.4.2.- Formación El Abra-Tamabra (Albiano-Cenomaniano).

El término El Abra fue utilizado inicialmente por Garfías (1915), El Abra está constituida por caliza de plataforma y un espesor de aproximadamente 800 a 1500 metros. Según Suter (1990) y Carrillo-Bravo (1971), el Abra se divide en tres partes:

1) Plataforma interna o Facies El Abra: Su facies es lagunar, compuesta por calizas bioclásticas de textura *wackstone* a *grainstone* con pellets, oolitas y abundantes miliólidos, en estratos de 30 cm a 3m; en algunas partes la caliza se presenta con dolomía. El espesor se ha calculado en 1000 m para el oriente de la PVSLP, sin considerar que la parte cumbral ha sido erosionada (Suter, 1990).

2) Borde de la plataforma o Facies Taninul: consiste en caliza gris clara bioclástica *mudstone*, *grainstone*, *wackstone* y *packstone*. El contenido fósil son equinodermos, caprínidos, radiolítidos y algunos corales. Su espesor se calcula en 900 m, cerca del río Moctezuma y la frontera con CTM (Suter, 1990).

3) Talud o Facies Tamabra: es caliza bioclástica de textura *mudstone*, *wackstone* y *packstone*, intercalada con brechas calcáreas en estratos gruesos a masivos. Tamabra tiene abundante contenido fósil, tanto bentónico como planctónico. El espesor calculado es de

500 m (Suter, 1990). La edad de ha estimado por los rudistas estudiados por Alencáster (1999).

Tamabra es correlacionable con las formaciones Peña Azul en las Secuencias Tolimán; El Doctor en PED; Trancas en la PED y CZ; Tamán y Pimienta en CTM y con Tamaulipas en la CZ y la CTM; subyace a la Formación Soyatal. El ambiente de depósito corresponde al de aguas someras (PEMEX, 1988).

3.3.5.- Cuenca Tampico Misantla.

3.3.5.1.- Formación Cahuasas (Triásico-Jurásico).

La Formación Cahuasas fue definida por Carrillo-Bravo (1965), está conformada por estratos de conglomerado gris con clastos de cuarzo subredondeados de hasta 5 cm de diámetro, estratos de arenisca con espesores de 25 a 40 cm y fragmentos de cuarzo y feldspatos de hasta 3 mm de diámetro, además de lutita y limolita bien estatificadas. Los conglomerados y las areniscas están cementadas por materiales calcáreos. El espesor de Cahuasas va de 400 a 600 m (Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011). La Formación Santiago sobreyace a Cahuasas, por lo que se considera que tiene una edad del Triásico-Jurásico (Nieto-Serrano, 2010).

La Formación Cahuasas forma parte de la columna estratigráfica de la CTM, pero no afloran en el área de estudio, subyace de forma discordante y angular a la Formación Santiago. El depósito de la Formación Cahuasas está asociado a la deformación del occidente del área de estudio, se generó levantamiento y erosión que aportaron los materiales actuales (Nieto-Serrano, 2010).

3.3.5.2.- Formación Santiago (Calloviano-Oxfordiano tardío).

Fue definida por Cantú-Chapa (1971), Santiago está compuesta de caliza con estratificación delgada de 15 a 50 cm, de color gris oscuro y beige oscuro en afloramientos intemperizados, se encuentra intercalada con lutita carbonosa y calcárea de color negro y gris azulado, en estratos de 10 cm de espesor, con algunos horizontes con pirita. La porción calcárea está ligeramente abundada, mientras que la lutita tiene clivaje (Ortega-Flores,

2011). El espesor es de 160 a 300 m (Cantú-Chapa, 1971; Ortega-Flores, 2010). Las amonitas indican una edad del Calloviano-Oxfordiano Tardío (Cantú-Chapa, 1971).

Dentro del área de estudio, la Formación Santiago aflora en la parte central y oriental de la CTM y forma parte de los pliegues anticlinales. La formación Santiago sobreyace de forma discordante a la Formación Cahuwasas y subyace de forma concordante y transicional a la Formación Tamán. El ambiente de depósito es marino con estabilidad tectónica (Nieto-Serrano, 2010).

3.3.5.3.- Formación Tamán (Oxfordiano-Kimmerridgniano).

Definida por Heim (1926) pero su nombre se formalizó por Cantú-Chapa (1971), Tamán esta compuesta por calizas *mudstone* de color negro microcristalinas, esta intercalada con lutitas negras calcáreas y carbonosas, con calizas arcillosas de color gris oscuro. Los estratos de las calizas tienen espesores de 40 a 50 cm, mientras que los estratos de lutitas tienen de 10 a 15 cm de espesor (Nava y Alegría, 2001). El espesor en la mayoría de los afloramientos es de 700 m (Nieto-Serrano, 2010). La edad se asignó con radiolarios y equinodermos (Cantú-Chapa, 1971; Nieto-Serrano, 2010).

En el área de estudio, la Formación Tamán aflora en la porción noreste de la CTM, en franjas continuas con orientación NW-SE y N-S. La Formación Tamán subyace de forma concordante a la Formación Pimienta y sobreyace de la misma forma a la Formación Santiago. Los estudios geoquímicos hechos indican que el ambiente de depósito corresponde a los márgenes de plataforma (Nieto-Serrano, 2010).

3.3.5.4.- Formación Pimienta (Tithoniano-Berriasiano a Valanginiano).

Definida por Heim (1926), Pimienta es una secuencia de caliza arcillosa en estratos muy delgados (5-10 cm) de color negro, con capas de pedernal negro, intercaladas con caliza arcillosa que contiene concreciones esféricas de calizas, además de lutita carbonosa en capas finas (5 cm) y abundinadas con capas bentónicas verdosas y nódulos de pedernal con un diámetro de 15 a 70 cm (Ortega-Flores, 2011). El espesor se ha considerado de 300 m, aunque cerca del Río Moctezuma aumenta a 500 m (Suter, 1990). Cantú-Chapa (1971)

se basó en el contenido de amonitas para ubicar la Formación en el Tithoniano-Berriasiano.

En el área de estudio la Formación Pimienta aflora en franjas continuas con orientación dominante de NW-SE, en la CTM. Pimienta sobreyace de forma concordante y transicional a la Formación Tamán, subyace de forma similar a las formaciones cretácicas Tamaulipas Inferior y El Abra. Pimienta es correlacionable con Trancas y El Abra (Ortega-Flores, 2011). PEMEX (1988) indica que el ambiente depósito corresponde con aguas someras con aporte de terrígenos.

3.3.5.5.- Formación Agua Nueva (Cenomaniano-Turoniano).

Definida por Stephenson (1921), Muir (1936) documentó la unidad, está compuesta por caliza arcillosa de color gris oscuro en estratos delgados (15-20 cm), tiene bandas de pedernal negro, está intercalada con lutita calcárea laminar de color negro con horizontes de bentonita de color verdoso, al intemperismo es gris amarillenta (Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011). El espesor tiene un rango de 70 a 100 m Xilitla (Suter, 1990). El contenido fósil está representado por foraminíferos planctónicos y ubican la Formación en Cenomaniano-Turoniano (Carrillo-Bravo, 1971; Soto, 1981).

Dentro del área de estudio, los afloramientos de Agua Nueva están de forma esporádica cerca de los límites occidental y oriental de la CTM, y también en la parte central, tienen una disposición NW-SE determinada por el sistema de cabalgaduras, y forma parte de los pliegues sinclinales. La Formación Agua Nueva sobreyace de forma concordante y transicional a la Formaciones Tamaulipas y subyace de la misma forma a la Formación San Felipe. Agua Nueva subyace a las Formaciones Pimienta y Tamaulipas por una cabalgadura, se correlaciona con la Formación Soyatal (Ortega-Flores, 2010). El ambiente de depósito es de aguas relativamente profundas con circulación restringida, baja energía y poca oxígeno (Nieto-Serrano, 2010).

3.3.5.6.- Formación San Felipe (Coniciano-Campaniano).

Jeffreys (1910) fue el primero en estudiarla, pero el nombre se normalizó por Muir (1936), San Felipe está compuesta por caliza gris con texturas *wackstone* y *packstone*, en estratos

delgados (10-30 cm) con nódulos de pedernal, esta interestratificada con arenisca de grano fino calcárea en estrados delgados con laminación paralela y cruzada, intercalaciones de lutita de color gris olivo y bentonita de color verde (Nava y Alegría, 2001; Ortega-Flores, 2010). El espesor es variable, dependiendo del lugar va de 80 hasta 300 m (Suter, 1990, Nieto-Serrano, 2010). El contenido fósil es *Globotruncana arca*, *Glotruncana sp.*, *Globotruncana lapparenti*, *Heterohelix sp.* y *Calcisphaerula innominata* (Carrillo-Bravo, 1971; Pessagno, 1969; Soto, 1981; Santamaría *et al.*, 1990), permitió asignar su edad en el Coniciano-Campaniano.

Dentro del área de estudio, sus afloramientos tienen una disposición NW-SE en la parte occidental de la CTM, son escasos en la parte centro y oriente de la misma cuenca, forman parte de pliegues sinclinales. San Felipe sobreyace de forma concordante y transicional a la Formación Agua Nueva y subyace de la misma forma a la Formación Méndez. Por la presencia de cabalgaduras subyace a las Formaciones Tamaulipas y Pimienta. Se correlaciona con la Formación Soyatal (Ortega-Flores, 2011). PEMEX (1988) indica que el ambiente es de baja energía con aporte de terrígenos.

3.3.5.7.- Formación Méndez (Campaniano-Maestrichtiano).

Inicialmente la estudio Jeffrey (1910), pero Muir (1936) formalizo el nombre. Ortega-Flores (2011) describe que la parte basal de Méndez es caliza arcillosa y areno-arcillosa de color gris y gris verdoso, acomodadas en estrados delgados (15-30 cm); la parte superior consiste de marga de color verdoso amarillento, intercalada con lutita calcárea de color gris verdoso en estrados delgados; la presencia de clivaje puede confundirse con planos de estratificación. La deformación hace difícil estimar el espesor original, pero se piensa que va 300 a 650 m (Suter, 1990). La edad Campaniano-Maestrichtiano fue establecida con la microfauna (Carrillo-Bravo, 1971, Passagno, 1969, Santamaría *et al.*, 1990).

En el área de estudio, los afloramientos de la Formación Méndez tienen un arreglo NW-SE y se encuentran en la parte oriental de la PVSLP. Sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación San Felipe y subyace la misma forma a la Formación Velasco. Méndez es correlacionable con la Formación Soyatal (Ortega-Flores, 2011). El

ambiente de depósito es de mar abierto con aguas tranquilas y aporte de terrígenos y cenizas volcánicas (Nieto-Serrano, 2010).

3.3.5.8.- Formación Velazco (Maestrichtiano-Paleoceno).

Definida por Cushman y Trager (1924), Velazco es una secuencia de lutita con intemperismo nodular y arenisca de color marrón, en estratos delgados con marcas de arrastre (10-15 cm) (Ortega-Flores, 2011), consistentes con los ciclos Bouma. Suter (1990) calculó el espesor de la formación en 80 m. Suter (1990) y Alzaga-Ruíz (2009), asigna una edad del Maestrichtiano al Paleoceno por el contenido de fósiles.

Aunque la Formación Velazco no aflora en el área de estudio, es parte de la columna estratigráfica de la CTM; sobreyace de forma concordante a la Formación Méndez y subyace de la misma forma al Grupo Chicontepepec (Alzaga-Ruíz, 2009). De acuerdo con Nieto-Serrano (2004) la formación Velazco es producto de flujos turbidíticos de materiales del occidente.

3.3.5.9.- Grupo Chicontepepec (Paleoceno-Eoceno).

Definida y estudiada por Heim (1940), Chicontepepec es similar a la Formación Velazco, aunque es más calcárea y su porción arcillosa tiene marcas por bioturbación. Se divide en dos unidades: 1) Arenisca Tanlajás (inferior) y 2) Lutita Chalma (superior). La primera unidad está compuesta de estratos gruesos que sobreyacen de forma concordante a la Formación Velasco, con un espesor de 600 a 900 m, mientras que la Lutita Chalma tiene un espesor calculado en un rango de 250 a 350 m, sin considerar la parte erosionada (Ortega-Flores, 2011). El espesor de las dos unidades juntas se ha estimado hasta en 2000 m (Suter, 1990; Aguayo *et al.*, 2006). La edad es Paleoceno al Eoceno Temprano, con base en foraminíferos bentónicos (Ortega-Flores, 2011).

El Grupo Chicontepepec dentro del área de estudio, aflora en la desembocadura del río Moctezuma, al norte de Tamazunchale, con un afloramiento con extensión aproximada de 1 km². El Grupo Chicontepepec cubre de forma transicional y concordante a la Formación Velasco (Ortega-Flores, 2011). El depósito del grupo Chicontepepec se asocia al

levantamiento de las rocas del occidente, al ser erosionadas aportaron sedimentos (Nieto-Serrano, 2010).

3.3.6.- Depósitos Cuaternarios.

Representados por depósitos aluviales emplazados en las planicies del CVTM, aunque también existen áreas considerables en CZ y la PVSLP donde tienen menor extensión. Los depósitos cuaternarios se encuentran emplazados a lo largo de los ríos Extoraz y Moctezuma, pero no son cartografiados.

3.4.- Geología estructural

Los trabajos de Suter (1980, 1987, 1990) describen que la deformación corresponde a la clase piel delgada (*thin-skinned*), y solamente la cubierta sedimentaria se deformó, pero no el basamento. Las estructuras secundarias principalmente son cabalgaduras y pliegues con un transporte hacia el este, en general tienen una orientación NW-SE con echados hacia el suroeste.

Ortega-Flores (2011) y Fitz-Díaz *et al.*(2012) mencionan que las rocas de plataformas calcáreas y cuencas sedimentarias tienen variaciones laterales en sus facies, de forma general, mientras que las plataformas tienen estratos gruesos de caliza y dolomía, las cuencas sedimentarias tienen estratos delgados de caliza con intercalaciones de lutitas. Por lo anterior, los estilos de deformación son diferentes, en las plataformas calcáreas domina el cabalgamiento y en las cuencas sedimentarias domina la presencia de pliegues.

La deformación en las plataformas calcáreas es caracterizada por la presencia de cabalgaduras a escala kilométrica, acompañadas por pliegues de propagación de falla. Las cabalgaduras duplicaron el espesor de la PED y el acortamiento es de 55%, mientras que en la PVSLP las cabalgaduras triplicaron el espesor y el acortamiento es de 35% (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). La deformación en las cuencas sedimentarias se caracteriza por pliegues no asociados a fallas, la CZ tienen un comportamiento más dúctil respecto a la CTM, porque tienen engrosamiento y adelgazamiento en los estratos que indica deformación en escala

pequeña, mientras que la CTM el espesor de los estratos tiene variaciones pequeñas y hay fracturamiento asociado a pliegues. Los pliegues en la CZ tienen la tendencia a ser apretados, isoclinales y con control litológico, mientras que los pliegues en la CTM se vuelven más abiertos hacia el este. Los pliegues en la CZ generaron un acortamiento del 65%, mientras que los pliegues en la CTM generaron un acortamiento de 65% en el oeste, y 25% en el este (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Las plataformas cabalgan a las cuencas sedimentarias en los extremos noreste, la CZ también cabalga a la PVSLP en su frontera NE (Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011). La mayoría de las estructuras fueron descritas por Suter (1990), posteriormente Ortega-Flores (2011), Fitz-Díaz *et al.* (2012, 2014), y Contreras y Suter (2015) han complementado la información de las estructuras. De oeste a este las estructuras secundarias son las siguientes y están representadas en el mapa del ANEXO.

3.4.1.- Estructuras del Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno de la Plataforma El

Doctor: Cabalgadura El Doctor.

Es el límite noreste de la PED con CZ, en la parte suroccidental del área de estudio. La cabalgadura El Doctor es un escarpe que va del noroeste de la PED hasta el sureste del mismo elemento paleogeográfico, con una longitud aproximada de 70 km (ANEXO). Tiene una orientación NW-SE con un echado de 15° al suroeste. La cabalgadura alteró la estratigrafía de tal forma que la provocó que la Formación El Doctor cabalgara hacia el este a la Formación Soyatal. En el proceso, decenas de metros de la Formación El Doctor fueron recristalizadas y un espesor de 15 m de la Formación Soyatal fue milonitizada (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Yussim-Guarneros, 2004)

3.4.2.- Estructuras del Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno de la Cuenca de

Zimapán.

3.4.2.1.- Sinclinal de Maconí.

El Sinclinal de Maconí se ubica en la porción suroeste de la CZ, al noreste de la PED. Era denominado como Sinclinal de Zimapán (Segestrom, 1961), su longitud aproximada es de

12 km. Tiene una orientación NW-SE por la influencia de la rotación de la Cabalgadura El Doctor, su parte noroeste es más estrecha que la sureste. El flanco oeste está cubierto por la Cabalgadura El Doctor y la porción sur es cubierta por rocas volcánicas del Cenozoico. Los flancos orientales son pronunciados y tienen afloramientos de la Formación Soyatal (Yussim-Guarneros, 2004).

3.4.2.2.- Anticlinal El Piñón.

Se ubica al noreste del Sinclinal de Maconí, a una distancia promedio de separación de 8 km, está en la porción de la CZ que divide la PED y la PVSLP, tiene 50 km de longitud. Tiene orientación NW-SE, limita al noreste con el Sinclinal El Aguacate y al suroeste con el Sinclinal de Maconí. El Piñón es amplio y asimétrico, su núcleo está compuesto por la Formación Las Trancas, su plano axial se echa 27° al suroeste. La onda principal tiene una amplitud de 800 m, mientras que los pliegues de segundo orden tienen unos cuantos metros de amplitud. Los pliegues en el flanco suroeste son de tipo *chevrón* recostados y recumbentes, mientras que en el flanco noreste son más verticales (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Carrillo-Martínez, 1990).

3.4.2.3.- Sinclinal El Aguacate.

La estructura El Aguacate está a una distancia promedio de 5 km al noreste del Anticlinal el Piñón. Tiene una longitud aproximada de 40 km, con una orientación aproximada de NW30°SE. Es un sinclinal simétrico, con echados en los flancos de 50° y 60° , su núcleo es la Formación Soyatal y en los flancos aflora la Formación Tamaulipas (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Carrillo-Martínez, 2000; Yussim-Guarneros, 2004).

3.4.2.4.- Anticlinal Bonanza.

La estructura Bonanza se ubica a una distancia aproximada de 7 km al noreste del Sinclinal El Aguacate, cerca de la frontera de la CZ y la PVSLP. La longitud aproximada de la estructura Bonanza es de 40 km. La orientación aproximada de NW20°SE, su flanco suroeste tiene una inclinación de 60° a 70° , es un pliegue recostado hacia el noreste, su núcleo está compuesto por la Formación Trancas (Yussim-Guarneros, 2004).

3.4.3.- Estructuras del Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno de la Plataforma Valles San Luis Potosí: Cabalgadura Agua Fría.

La estructura Agua Fría se encuentra en la parte central de la PVSLP, dentro del área de estudio tiene una longitud aproximada de 25 con orientación NW40°SE, echado al suroeste de 24°, el extremo noreste es cercano a Jacala. Agua Fría provocó el cabalgamiento de la Formación El Abra en una unidad que posiblemente es Soyatal (Ortega-Flores, 2011).

3.4.4.- Estructuras del Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno de la Cuenca Tampico Misantla.

3.4.4.1.- Cabalgadura Puerto Piedra.

La estructura Puerto Piedra es el límite de la PVSLP y la CTM, su longitud aproximada es de 20 km, de los cuáles, 10 km están en la PVSLP. La orientación es de NW30°-40°SE en la parte sureste y central, mientras que en el segmento norte la orientación es N-S, su echado es al suroeste con 50°. Se considera que el bloque de techo corresponde con las Facies Tamabra y el de piso por la Formación Tamaulipas, están separados por una brecha tectónica. La traza de la Cabalgadura Puerto Piedra es afectada por fallas con desplazamiento derecho (Ortega-Flores, 2011).

3.4.4.2- Cabalgadura La Misión.

La estructura La Misión tiene orientación NW20-30°SE con buzamiento 40° al suroeste, tiene una distancia de separación de 2 km respecto a la Cabalgadura Puerto Piedra, la longitud aproximada es de 30 km, de los cuáles 15 km están en la PVLSP y lo demás en la CTM. El bloque de techo corresponde con las calizas de la Formación Tamaulipas, mientras que el bloque de piso esta compuesto por las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Su traza también es afectada por fallas laterales con desplazamiento derecho (Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011).

3.4.4.3.- Cabalgadura El Nogalito-La Ciénega.

La estructura El Nogalito-La Ciénega está a 4 km al noreste de la Cabalgadura La Misión,

tiene una longitud aproximada de 20 km, de los cuáles, 2 km son parte de un límite de la PVSLP con la CTM. Su rumbo general NW20°-30°SE, con un plano que buza 32° al suroeste. El Nogalito-La Ciénega genera cabalgamiento de la Formación Tamaulipas sobre la Formación Méndez, lo que provoca clivaje, abouandinaje y cizalla en la última. Las líneas medidas en los planos de falla indican una dirección de transporte tectónico al NE41° (Ortega-Flores, 2011). Suter (1990), la reportó como cabalgadura Lobo-Ciénega.

3.4.4.4.- Cabalgadura Los Naranjos.

La estructura Los Naranjos se ubica aproximadamente a 4 km al noreste de la Cabalgadura El Nogalito-La Ciénega, tiene una longitud aproximada de 15 km, la orientación va de NW10°-20°SE con buzamiento al suroeste. La estructura Los Naranjos pone en contacto a la Formación Agua Nueva con la San Felipe. Se considera que podría ser una ramificación de la cabalgadura El Nogalito-La Ciénega (Ortega-Flores, 2011).

3.4.4.5.- Cabalgadura El Fresno.

El Fresno tiene rumbo de NW20°-40°SE, su echado tiene un valor de 30° suroeste. El bloque de techo es la Formación Tamaulipas que sobreyace a San Felipe y Agua Nueva. Se encuentra en la parte oriental de la PVSLP. Suter (1990), reportó la cabalgadura con el nombre de Cabalgadura de Agua Zarca, asociándola a la falla Nogalito-Ciénega o Lobo Ciénega (ANEXO).

3.4.4.6.- Cabalgadura Tamazunchale-Tectitla.

La estructura Tamazunchale-Tectitla cruza el río Moctezuma cerca de la desembocadura del área de estudio, ubicada 2 km al este de la localidad de Tamazunchale, la longitud aproximada es de 25 km. La orientación es variable, en el norte es NW20°SE, después cambia por la influencia de fallas laterales derechas a NE80°SW y en la parte sur NW20°-25°SE. Se estima que el echado es 50°-55° en el suroeste y por indicadores cinemáticos se sabe que el transporte tectónico es al NE50°. El bloque de techo esta compuesto por las Formaciones Santiago y Pimienta, cabalga a la Formación Tamaulipas, en la parte norte el bloque de techo esta conformado por la Formación Tamaulipas y cabalga a las formaciones

Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Es el límite oriente del Anticlinorio Huayacotla, el plano es oblicuo y genera afloramientos transversales (Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011) (ANEXO).

3.4.4.7.- Anticlinorio Pisaflores.

Conjunto de pliegues con orientación NW40°SE, el núcleo está compuesto por la Formación Santiago, mientras que los sinclinales están conformados por las formaciones Agua Nueva y San Felipe. Tiene clivaje y zonas de cizalla en la Formación Santiago, producto del metamorfismo, el ángulo de clivaje es mayor respecto a la estratificación en las capas rígidas, disminuyendo en las lutitas (Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011)(ANEXO).

3.4.4.8.- Anticlinorio Huayacotla.

Es un conjunto de pliegues asimétricos con orientación NW20°SE y con vergencia al noreste. El núcleo de los anticlinales está compuesto por la Formación Tamaulipas, mientras que para los sinclinales son las formaciones San Felipe, Méndez y el Grupo Chicontepec. Las fallas laterales E-W derechas desplazan los ejes de los pliegues (Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011).

3.4.4.9.- Fallas laterales.

De acuerdo con Ortega-Flores (2011), tienen una orientación W-E, casi perpendicular a los ejes de las cabalgaduras y los pliegues, su componente principalmente es derecha. Son zonas de transferencia de algunas cabalgaduras como Los Naranjos y Fresno. Su génesis se atribuye a cambios de espesor en los estratos e irregularidades en el basamento (Sepehr y Cosgrove, 2007).

3.4.5.- Sistema de fallas normales Jacala.

Están en la PVSLP, corresponden al transecto entre Landa y Jacalá, está compuesto de tres fallas normales con una longitud promedio de 30 km, orientación NW25°SE con un plano con echado al suroeste. Afecta a la Formación El Abra, generando una zona de brecha de más de 100 m de espesor con vetillas de calcita de 1 mm de espesor (Ortega-Flores, 2011).

Ochoa (1996) y Ochoa-Camarillo et al. (1998) indican una edad post-pliocénica (ANEXO).

3.5.- Evolución geológica.

3.5.1.- Triásico.

El rompimiento de Pangea generó la apertura del Golfo de México poco antes del Jurásico (Padilla y Sánchez, 1986). Las elevaciones topográficas se erosionaron y aportaron clastos a las fosas incipientes que ahora constituyen a las Formaciones Huizachal y Cahuadas.

3.5.2.- Jurásico.

La apertura del Golfo de México lo caracterizó, con presencia de fallamiento normal del Kimmerigiano-Tithoniano. Estructuras como horsts y grabens se formaron en macizos producto de actividad volcánica, la topografía favoreció el depósito de las cuencas sedimentarias (Padilla y Sanchez, 1986; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Las Formaciones Santiago, San Juan de la Rosa y Trancas se depositaron (Ortega-Flores, 2014).

3.5.3.- Cretácico Inferior.

La estabilidad tectónica predominó y favoreció un ambiente donde la actividad biológica generó depósitos carbonatados que actualmente conforman las Formaciones El Doctor, Tamaulipas, El Abra, Soyatal.

3.5.4.- Cretácico Superior-Paleoceno Eoceno.

Fitz-Diaz *et al.* (2014) distingue pulsos de deformación con edades que van de 83.5 Ma a 43.5 Ma, obtenidas con dataciones de illita. En la primer deformación (82 ± 0.5 Ma) hubo plegamiento de la secuencia Tolimán, y la PED junto la CZ. La segunda deformación se divide en dos etapas: en la primera (76.5 ± 1 Ma) hubo acortamiento y cizalla de la CZ y la PED, mientras que en la segunda (64 ± 2 Ma) la PVSLP y la CTM se plegaron. En la última deformación (43.5 ± 0.5 Ma) hubo plegamiento de la parte más oriental de la CTM. La CZ fue la más alterada, porque tuvo un acortamiento del 70%, seguida de la PED con 50%, la PVSLP tuvo un acortamiento del 35%, en el caso de la CTM la porción occidental tiene

acortamiento del 40% y la oriental $\pm 20\%$. Mientras la parte occidental se deformaba, en la porción oriental se conservaron condiciones que favorecieron el empalme de materiales detríticos que constituyen a las Formaciones Velazco y el Grupo Chicontepec (Nieto-Serrano, 2010).

3.5.5.- Paleógeno.

El fallamiento normal la caracterizó y favoreció el emplazamiento de intrusivos orientados en dirección NW-SE. Simultáneamente, se depositó la Formación El Morro y rellenó un sistema de fosas y pilares con orientación NE-SW, producto de la fase extensiva mencionada (Carrillo-Martínez, 1989; Yussim-Guarneros, 2004). En el extremo noroccidental de la plataforma calcárea El Doctor, en el Río Extoraz; existen fallas normales con orientación perpendicular a las estructuras descritas previamente (Carrillo-Martínez, 1989).

3.5.6.- Neógeno.

Un acortamiento generó planos de fallas con estrías subhorizontales asociadas a pliegues suaves en los depósitos volcánicos de la Formación Las Espinas (Carrillo-Martínez y Suter, 1982). La reorientación del Río Moctezuma en un transecto debajo de la casa de Maquinas, también podría ser producto de este episodio de acortamiento (Yussim-Guarneros, 2004).

3.5.7.- Cuaternario.

Un evento distensivo generó fallas lítricas con orientación E-W que bascularon bloques al norte (Suter *et al.*, 1997) y favoreció el desarrollo de volcanismo basáltico (Yussim-Guarneros, 2004). Mientras que en la entrada a los túneles de la Presa de Zimapán, el fallamiento lateral generó facetas triangulares cerca del Río Moctezuma y reorientaron su curso, se considera que las fallas antiguas fueron reactivadas (Yussim-Guarneros y Montes-Cruz, 2004).

4.- Metodología.

4.1.- Obtención de índices k_{sn} y SL con la herramienta *stream profiler*.

Los índices de inclinación de los ríos se obtuvieron con el uso de modelos digitales de elevación (MDE). Del sitio web de INEGI (<http://www.inegi.org.mx>) se descargaron y emplearon veinte MDE con una resolución espacial de 15 m elaborados con el método de interpolación ANUDEM (*Australian National University Digital Elevation Model*), reconocido como el modelo de interpolación que genera menos errores.

Los MDE se unieron en un mosaico que fue remuestreado a un tamaño de pixel de 20 m con el método bilineal, porque conserva los principales rasgos del relieve (Montgomery y López-Blanco, 2003). El MDE con una resolución espacial de 20 m es ligero y computacionalmente es más fácil de procesar.

El MDE se procesó con los algoritmos de análisis hidrológico de las herramientas *Dem preparation* y *Stream profiler*, descargadas de la página web: <http://www.geomorphtools.com>. Las herramientas trabajan bajo el sistema de información geográfica ArcGis, versiones 10.1, 10.2 y 10.3. La herramienta *Dem preparation* emplea una matriz de 3x3 píxeles que recorre el MDE, de cada nueve píxeles se sustituye el valor mínimo de elevación a uno mayor, pero inferior a los píxeles circundantes. El resultado es un nuevo MDE sin depresiones locales que facilita al análisis hidrológico posterior (Figura 4.1).

El MDE sin depresiones se procesó para generar un raster que representa la dirección de las corrientes de agua. El MDE sin depresiones y el raster de dirección de flujo se procesaron para calcular la acumulación de flujo que representa las áreas en las que convergen las direcciones de las laderas, mientras mayor es el valor de los píxeles, significa mayor convergencia de la dirección de las laderas (Figura 4.2). El raster se considera como el área de drenaje (A). Los tres archivos generados se exportaron a formato *.mat* para ser procesados con el *software* Matlab R2015 a (<http://www.mathworks.com>).

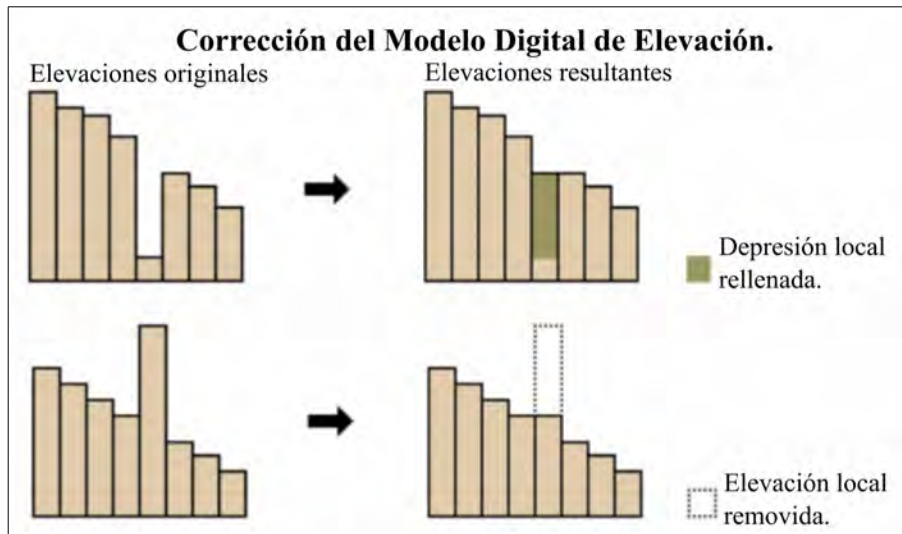


Figura 4.1.- El módulo *fill* elimina los errores producto de la interpolación (Imágen modificada de: <https://pro.arcgis.com>).

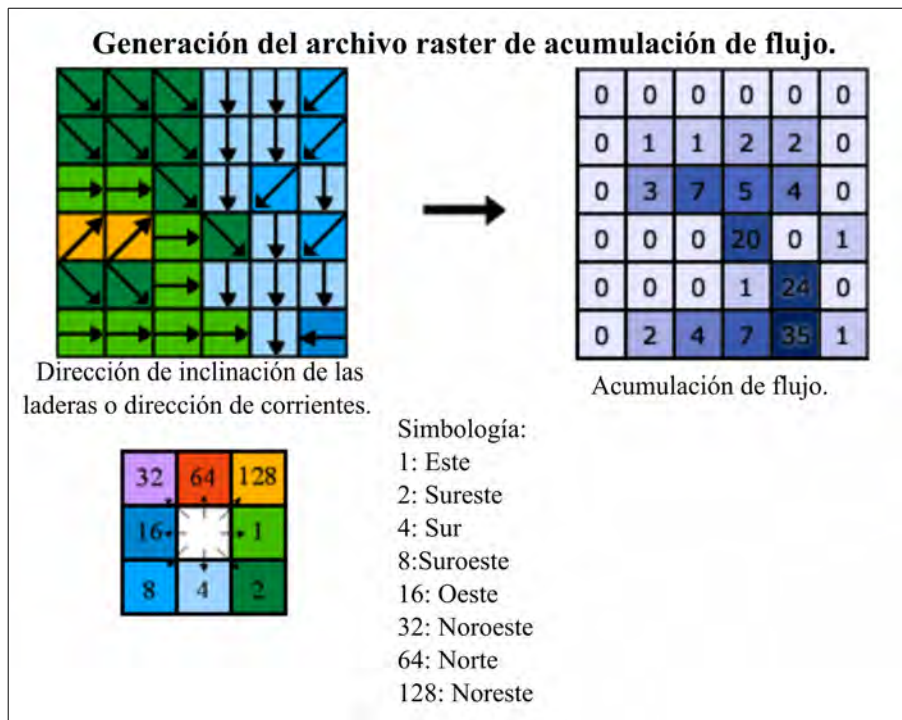


Figura 4.2.- El valor de los píxeles de arriba hacia abajo se cuenta y se suma (imagen modificada de: <https://pro.arcgis.com>).

La herramienta *stream profiler* se usó para marcar las cabeceras de los ríos, el archivo de puntos que representa las cabeceras se emplea en Matlab mediante un *script* que delimita los ríos desde las cabeceras marcadas; con ayuda de los tres archivos previamente exportados. Los canales convergen en corrientes de mayor orden hasta llegar al Río Moctezuma, por lo que las cabeceras marcadas corresponden a ríos que inicialmente drenan áreas diferentes, con el propósito de obtener información morfométrica de distintas partes del sistema fluvial.

Los *scripts* de la herramienta *stream profiler* empleados con el *software* Matlab, utilizan una ventana de 0.5 km por 0.5 km que recorre los archivos previamente exportados, generan tablas con los datos morfométricos de cada río, denominados archivos *chandatas*. Cada fila de la tabla corresponde a un punto que forma parte del río y tiene valores en las siguientes columnas: 1) Distancia desde la divisoria, 2) elevación, 3) área de drenaje, 4) elevación suavizada, 5) i (coordenada x del punto en la matriz de datos), 6) j (coordenada y del punto en la matriz de datos), 7) distancia desde la desembocadura, 8) k_{sn} , 9) coordenada X , 10) coordenada Y . Las filas están ordenadas de tal forma que la primera corresponde al inicio del río y la última a la desembocadura de la cuenca.

Los datos de perfiles de los ríos delimitados se graficaron de la siguiente forma, $y=f(x)$ (ANEXO):

- 1) Elevación (y) contra distancia desde la desembocadura (x).
- 2) Área de drenaje (y) contra distancia desde la desembocadura (x).
- 3) Gradiente (y) contra área de drenaje (x).
- 4) Elevación (y) contra distribución $chi(x)$.
- 5) Gradiente (y) contra distancia desde la desembocadura (x).
- 6) Promedio K_{sn} (y) contra distancia desde la desembocadura (x).

Con los *scripts* de la herramienta *stream profiler* en Matlab, se delimitaron y analizaron con

la ecuación 7 los transectos que representan los segmentos del río sin perturbaciones. El índice de concavidad (θ) debe tener un error que al duplicarse (2σ) no sea mayor a θ (Snyder *et al.*, 2000; Wobus *et al.*, 2006b), para que la dispersión de los datos del área de drenaje (A) y pendiente (S) no sea grande. La interrupción en los segmentos en la gráfica 3 se interpreta como una perturbación en el río (Figura 2.3). Posteriormente, con la herramienta *stream profiler* en ArcGis se exportaron a formato *shape* todos los segmentos delimitados.

Un evento tectónico genera un cambio de pendiente en la porción del perfil longitudinal de los ríos reflejado en una inflexión denominada knickpoint, pero las inflexiones observadas en el sistema fluvial del sector centro-sur del CPCM no son puntuales, sino transectos; por lo anterior se empleó el término *knickzone* (empleado en Kirby *et al.*, 2003). Los *scripts* de la herramienta *stream profiler* en Matlab, se usaron para delimitar los inicios y los finales de las *knickzones*, representados de mejor forma en la gráfica 5. Después, con la herramienta *stream profiler* en ArcGis todos los inicios y finales de *knickzones* se exportaron a formato *shape*.

La herramienta *stream profiler* se empleó para crear un archivo *shape* que representa los valores del índice k_{sn} de los ríos interpolados en Matlab. El *script* computa la ecuación 7 mediante una celda de 25 x 25 píxeles, usa los valores k_{sn} , el MDE sin depresiones y el archivo de acumulación de flujo. Un parámetro necesario para calcular los valores k_{sn} es el índice de concavidad (θ), la mayoría de los ríos tienen una concavidad de entre 0.35 a 0.65, se escoge el valor de 0.45 como un promedio para facilitar la comparación de los valores k_{sn} de distintas áreas (Wobus *et al.*, 2006b).

Cada fila de los archivos *chandata* representa un punto de un río, con una separación aproximada de 30 metros. Las columnas 1 y 4 se usaron para calcular los valores ΔL y ΔH para cada fila y posteriormente se aplicó la ecuación 4; el proceso se repitió para cada *chandata* y se eliminaron los datos repetidos. Los archivos *chandata* se exportaron a un archivo *shape* de puntos que representa los valores SL , empleado para saber si existe

actividad neotectónica.

El área de estudio corresponde a una cuenca hidrográfica que drena principalmente parte del CVTM, pero los análisis se limitaron al área de interés, correspondiente al centro-sur del CPCM; por lo que la cuenca se recortó con límites de las subcuencas y los escarpes más prominentes. Los índices de inclinación consideran a las cuencas hidrográficas como sistemas completos, por lo tanto el área de estudio se limitó con el margen de una cuenca hidrográfica. Los mapas con los valores k_{sn} y SL se analizaron para conocer si hay actividad tectónica y dónde se concentra una mayor parte de ésta.

4.2.- Boxplots.

El sistema de información geográfica ILWIS 3.4 (*Integrated Land and Water Information System*, traducción al español como Sistema Integrado de Información sobre Tierra y Agua) desarrollado por el Instituto ITC Enschede (Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, cuya traducción al español corresponde a Instituto Internacional para Levantamientos Aeroespaciales y Ciencias de la Tierra) (Verstappen y van Zuidan, 1991), se usó para generar cuatro archivos de polígonos en formato *.mpa* que representan: 1) los elementos paleogeográficos, 2) las unidades estratigráficas, 3) las clases litológicas de competencia, 4) las subcuencas hidrográficas; los archivos mencionados se convirtieron a formato raster *.mpr* de ILWIS, con una resolución espacial de 20 m (resolución del MDE procesado). Los *shapes* con los valores SL y k_{sn} fueron rasterizados a formato *Geotiff*, con el *software* ArcGis, a una resolución espacial de 20 m (resolución del MDE procesado) y se exportaron al formato raster de ILWIS.

Los raster obtenidos tienen píxeles que comparten una posición geográfica, pero no atributos; por lo que se empleó un *script* de empalme espacial que generó tablas en formato *.tbl*, donde cada celda de los archivos de índices de inclinación tiene el nombre del elemento paleogeográfico, unidad estratigráfica, clase litológica de competencia y subcuenca hidrográfica en la que está ubicada.

Las tablas fueron exportadas a formato *.csv* y después se exportaron al *software* estadístico

R en su formato nativo *.RData*, para graficar los *boxplots* (traducción al español como diagramas de caja) y conocer como varían los valores k_{sn} y SL por elementos paleogeográficos. El orden de los *boxplots* se basó en la ubicación W-E, tienen la ventaja de mostrar como es la distribución de los datos de una muestra (Figura 4.3). Los datos se representaron en escala logarítmica para resaltar los contrastes entre los elementos paleogeográficos analizados.

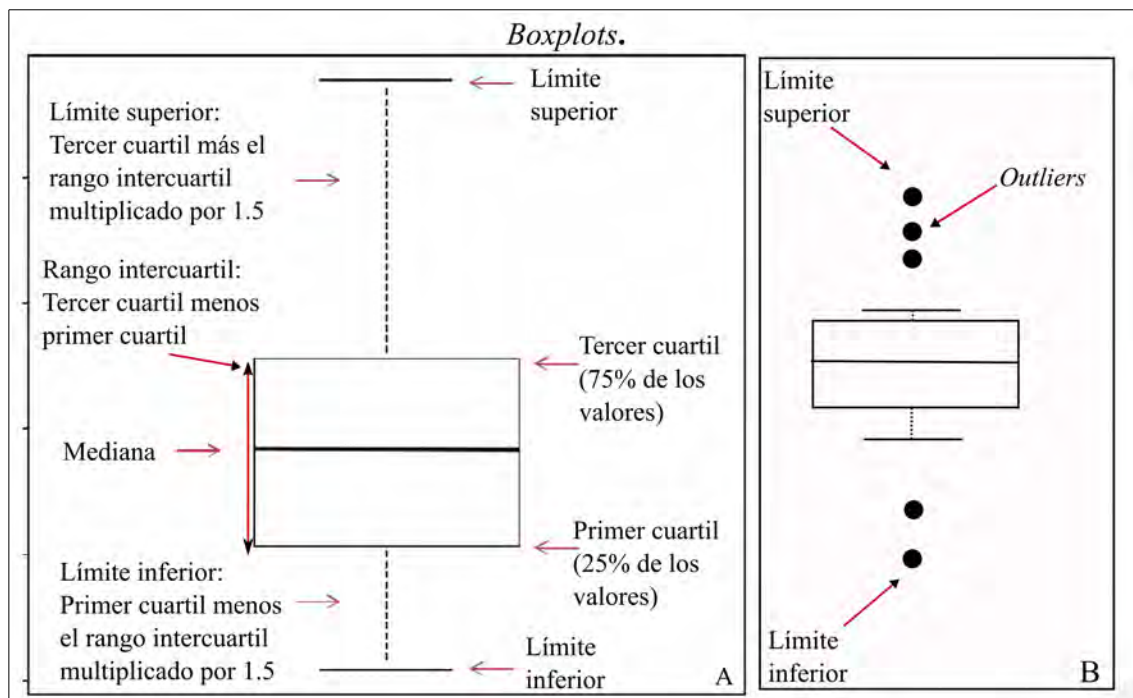


Figura 4.3.- A) síntesis de como un *boxplot* representa la distribución de datos de una muestra. B) cuando hay presencia de *outliers*.

4.3.- Errplots

La media y la desviación estándar son parámetros estadísticos útiles para observar las principales diferencias de valores de los índices de inclinación en cada polígono de los archivos en formato *shape* que representan a los elementos paleogeográficos, las unidades litológicas de competencia, las formaciones estratigráficas y las subcuencas hidrográficas. El módulo de estadísticas de zona de Qgis 2.12 (<http://www.qgis.org>) se empleó para calcular la media y la desviación estándar de los valores de índices de inclinación de cada polígono. El módulo emplea dos archivos: 1) imagen raster (con los valores de los índices

de inclinación), y 2) archivo *shape* (polígonos); cuenta los píxeles sobrepuestos en cada polígono y calcula los parámetros estadísticos mencionados.

Los parámetros estadísticos se agregaron como columnas en la tabla de atributos de los archivos *shape*, una columna para medias y otra para desviaciones estándar, dos columnas más se calcularon para representar los parámetros estadísticos en logaritmo natural.

Los polígonos con las medias y las desviaciones estándar se transformaron a centroides mediante el *software* Whitebox GAT (*Geospatial Analysis Tools*, cuya traducción al español corresponde a Herramientas de Análisis Geoespacial) 3.3.0 (<http://www.uoguelph.ca/~hydrogeo/Whitebox/index.html>), y con el módulo *Distance Calculation* del ILWIS se calcularon todas las distancias hacia todas las direcciones desde un punto que representa la desembocadura de la cuenca principal; cada centroide tiene una distancia desde la desembocadura que se guardó como atributo, con el *software* Whitebox GAT.

Los atributos del *shape* de subcuencas hidrográficas, se exportaron a un archivo de puntos que representan sus desembocaduras. Con los archivos *chandata*, se obtuvo la distancia a lo largo de los principales ríos de la desembocadura de la cuenca principal hasta las desembocaduras de las subcuencas. La distancia se guardó en la tabla atributos del archivo *shape* que representa las desembocaduras de las subcuencas hidrográficas.

Las tablas de atributos de los archivos *shape* de centroides se exportaron a formato *.csv* y con el *software* R se graficaron los datos calculados, de tal modo que el eje *x* es la distancia desde la desembocadura mientras que para el eje *y* corresponde a las medias y las desviaciones estándar. El paquete *Hmisc* se utilizó para hacer los *errplots* (traducción al español como gráficas de error), los puntos representan las medias y las líneas las desviaciones estándar.

4.4.- Perfiles longitudinales de los ríos.

Los valores de los índices de inclinación k_{sn} y *SL* a lo largo de los perfiles topográficos de

los ríos Extoraz y Moctezuma se analizaron para observar su relación con las cabalgaduras, los pliegues, los contactos litológicos y las *knickzones*.

El *software* Qgis se utilizó para elaborar *shapes* de líneas que representan a los ríos Moctezuma y Extoraz, los pliegues, las cabalgaduras y los contactos litológicos. El módulo *intersection points of lines* del *software* mencionado, se empleó para generar archivos *shapes* de puntos que representan la intersección exacta de los ríos con los contactos litológicos, cabalgaduras, pliegues y *knickzones*.

Los archivos *chandata* de los ríos Moctezuma y Extoraz tienen los valores de distancia desde la desembocadura y elevación, se exportaron a formato *shape*. Los rasters con los valores de los índices k_{sn} y SL se exportaron al formato *.dep* del *software* Whitebox GAT. El *shape* de puntos que representa a los ríos Extoraz y Moctezuma se encimó a los archivos rasters con los valores k_{sn} y SL , para usar *scripts* de empalme espacial que guardan los valores k_{sn} y SL en el *shape* de puntos de los ríos Extoraz y Moctezuma. De igual forma, en los archivos que representan la intersección de los contactos litológicos, fallas, pliegues y *knickzones* con los ríos Extoraz y Moctezuma, se guardaron los datos de elevación y distancia desde la desembocadura. La tabla de atributos de los archivos *shape* de puntos se exportaron al formato *.csv* para después trabajarlas con el *software* estadístico R.

La distancia desde la desembocadura se consideró como el eje horizontal sobre los que se graficaron la elevación, los contactos litológicos, cabalgaduras, pliegues, *knickzones* y los índices de inclinación. El producto final permitió comparar y analizar los valores de los índices de inclinación a lo largo de los ríos Extoraz y Moctezuma. Los valores de los índices k_{sn} y SL se expresaron en logaritmo natural para contrastarlos de forma más simple.

4.5.- Prueba estadística Kolmogórov-Smirnov (K-S).

Las tablas en formato *.csv* con los valores de los índices k_{sn} y SL a lo largo de los ríos Extoraz y Moctezuma previamente exportadas al *software* R, se procesaron para agrupar los valores de los índices de inclinación de cada elemento paleogeográfico, unidad litológica de competencia y formación estratigráfica. La prueba Kolmogórov-Smirnov (K-S) se empleó

para saber si la distribución de los valores k_{sn} y SL es diferente para cada elemento paleogeográfico, unidad litológica de competencia y formaciones estratigráficas.

4.6.- Regresiones de la distancia de retroceso aguas arriba de las *knickzones* (y) en función del área de drenaje (x).

Si las cabalgaduras y los pliegues han generado una respuesta erosiva que tiene una propagación aguas arriba en forma de *knickzones*, la distancia de retroceso (D) estará en función del incremento del área de drenaje (A), cuantificable con una relación de potencia. La distancia (D) desde la intersección de las cabalgaduras y los pliegues con los ríos Extoraz y Moctezuma, hasta los inicios de *knickzones*, se obtuvo de los archivos *chadata*. La ubicación de las cabalgaduras y los pliegues tienen valores definidos de área de drenaje (A), obtenidos al sobreponerlas con el archivo raster de área de drenaje.

Los inicios de *knickzones* que coinciden y son cercanos a las cabalgaduras y los pliegues, los que marcan cambios litológicos y los que están asociados a lineamientos marcados, se filtraron. Los inicios de las *knickzones* que están ubicados en zonas donde la densidad de pliegues es alta, también quedaron fuera del análisis, debido a que no es posible saber cuál es la estructura que generó la perturbación.

Los datos de distancia de retroceso aguas arriba cabalgadura-*knickzone* y pliegue-*knickzone* (D) y el área de drenaje (A) se procesaron con el *software* R para realizar una regresión de potencia el área de drenaje (A) es la variable independiente.

4.7.- Análisis hipsométrico.

El módulo de estadísticas focales del *software* ArcGis se aplicó en el MDE para estimar la integral hipsométrica o curva hipsométrica (H). El módulo emplea una matriz con dimensiones definidas, la matriz recorre las filas y columnas que conforman todo el MDE, y se obtiene el valor estadístico que será guardado en la parte central de la matriz. El producto final es el conjunto de todos los valores estadísticos de interés de un proceso iterativo. Si la elevación mínima del MDE se solicita, la matriz obtiene el valor mínimo de elevación del conjunto que ocupa, repite el proceso mientras se desplaza columna por

columna, fila por fila. El resultado es un archivo raster donde las celdas representan el conjunto continuo de valores mínimos de elevación de cada área analizada por la figura.

La figura de análisis fue un cuadro de 500 por 500 m o 25 x 25 píxeles (la matriz sobre la que se hacen los cálculos, debe ser impar para que el dato obtenido se registre en el cuadro central), se obtuvieron las siguientes estadísticas básicas: valor promedio, máximo y mínimo del MDE, para generar los tres archivos siguientes: 1) elevación media, 2) elevación máxima y 3) elevación mínima. Los tres archivos se procesaron en la calculadora raster de ArcGis para computar la ecuación 11, el resultado es un archivo raster que representa una normalización del volumen. El archivo con los valores H se reclasificó con base en las principales agrupaciones de frecuencias en el histograma.

4.8.- *Swath profile.*

El *software* Qgis se usó para elaborar un *shape* que recorre la parte más elongada del área de estudio y la mayoría de los elementos paleogeográficos en orden SW-NE. El *shape* se convirtió a puntos con una equidistancia de 4 km. Posteriormente, el módulo de estadísticas de bloque del *software* ArcGis se utilizó para crear mapas altimétricos de bloques con dimensiones de 4 km x 4 km, para que cada punto del *swath profile* tenga los parámetros estadísticos de cada bloque altimétrico.

El módulo funciona de la siguiente forma: una matriz recorre un archivo raster, pero no pasa por el mismo conjunto de píxeles dos veces. La imagen resultante es un conjunto de bloques del tamaño de la matriz especificada. Con el módulo descrito se obtuvieron los siguientes mapas: 1) elevación media, 2) elevación máxima y 3) elevación mínima.

Los archivos se exportaron a ILWIS, para usar los *scripts* de traslape espacial, a cada punto del *swath profile* se le asignaron los valores de elevación geográficamente correspondientes. La tabla resultante se exportó para trazar el *swath profile* con el *software* R y observar cuáles elementos paleogeográficos tienen mayor diferencia en elevación.

5.- Resultados.

5.1.- Morfometría de los elementos paleogeográficos.

La CZ abarca un área grande y tiene mayor variedad en valores del $\ln(k_{sn})$, la situación es similar para CVTM y PVSLP (Figura 5.1 y 5.2). La PED tiene un área relativamente pequeña, pero tiene una mayor concentración de datos elevados, probablemente ubicados en las orillas del banco calcáreo (Figura 5.1 y 5.2). La CZ tiene la mayor cantidad de datos anormalmente elevados, correspondientes con el transecto del Río Moctezuma; la CTM es el elemento paleogeográfico más pequeño en el área de estudio, la mayoría de sus valores $\ln(k_{sn})$, son elevados y están por encima del valor promedio, producto del transecto del Río Moctezuma cerca de la desembocadura (Figura 5.1 y 5.2).

La PED es un elemento paleogeográfico aislado y dominante. Las cabeceras de sus ríos están en las cumbres y margenes de la plataforma, donde los cambios de elevación son pronunciados a lo largo de los cauces y generan valores $\ln(SL)$ altos. La plataforma esta compuesta por estratos de caliza masivos y rígidos, es más susceptible a la disolución que a la incisión y el drenaje incipiente tiene control estructural de los lineamientos NW-SE, con valores $\ln(SL)$ medios a altos (Figura 5.1 y 5.3).

La CZ tiene valores $\ln(SL)$ altos ubicados en el relieve más cumbral, en las porciones NW, centro y SE, donde los valores de elevación están por encima de 2500 m. Desde la cabecera de los ríos, los cambios verticales son pronunciados, generado valores de $\ln(SL)$ altos (Figura 5.1 y 5.3). Destacan el conjunto de valores 0 en el transecto del Río Moctezuma, corresponden a una perturbación que evita que el régimen erosivo ajuste la pendiente del río (Figura 5.3).

La PVSLP esta compuesta por secuencias de calizas de plataforma susceptibles a la disolución, por lo tanto el relieve no es abrupto en su totalidad. Las laderas que limitan el cauce del Río Moctezuma son escarpadas y tienen control estructural por fracturas (SW-NE), perpendiculares a la orientación de las estructuras secundarias (Figura 5.3).

El segmento del Río Moctezuma correspondiente con la PVSLP, en general presenta valores $\ln(SL)$ bajos, con excepción de la porción que cruza el sistema de fallas normales Jacala, donde los valores se encuentran en la mitad de la escala en $\ln(SL)$ (Figura 5.3). La situación anterior es más notoria en una corriente casi paralela al Río Moctezuma y se explica que por la edad reciente del sistema Jacala, su influencia en el perfil se ha conservado. La CTM presenta un continuo de valores predominantemente bajos con perturbaciones poco evidentes por control litológico y estructural (Figura 5.1 y 5.3).

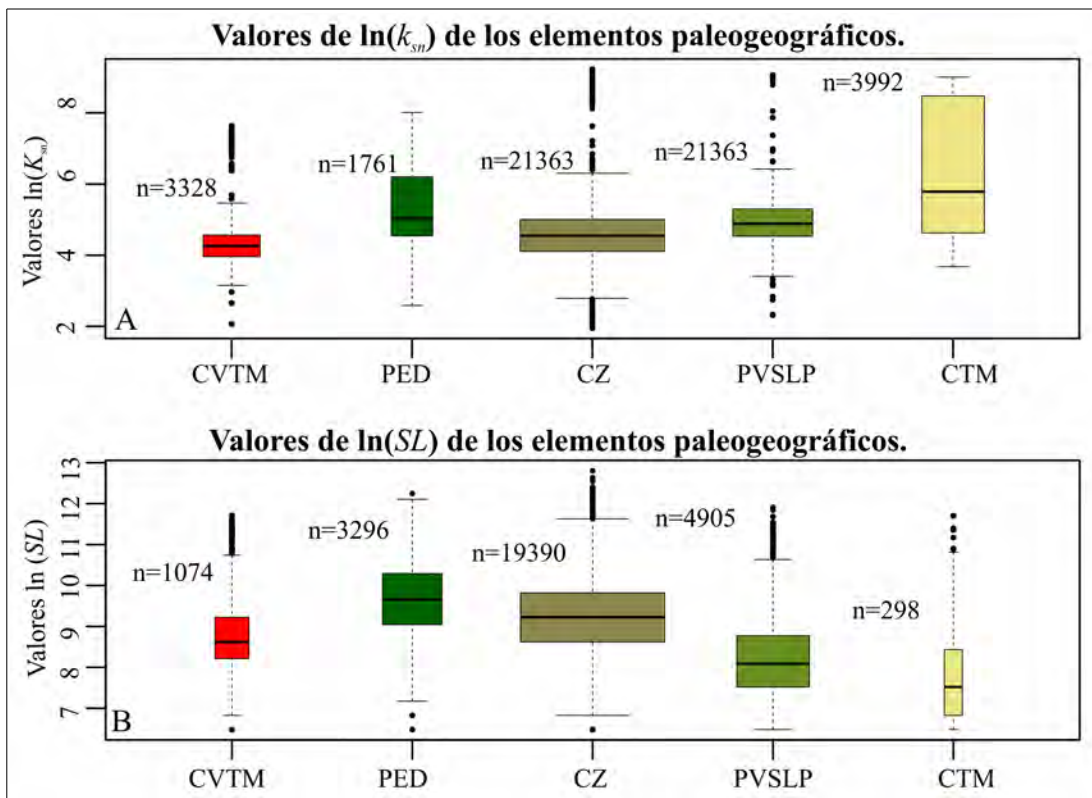


Figura 5.1.- A) Los valores atípicos k_{sn} asociados al Río Moctezuma en la CZ y CTM; B) Los valores SL reflejan el decremento de la pendiente del relieve en sentido SW-NW.

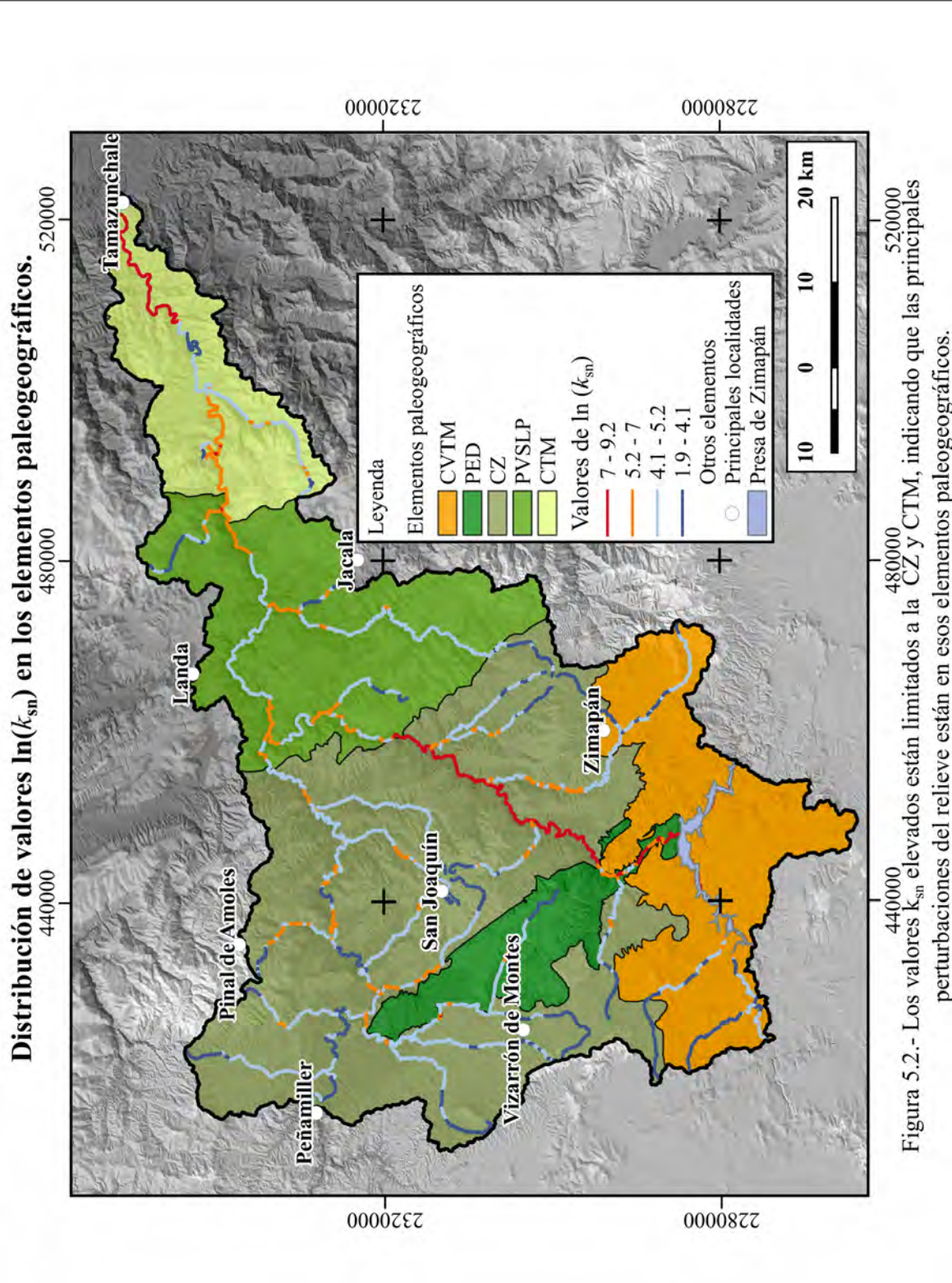


Figura 5.2.- Los valores k_{sn} elevados están limitados a la CZ y CTM, indicando que las principales perturbaciones del relieve están en esos elementos paleogeográficos.

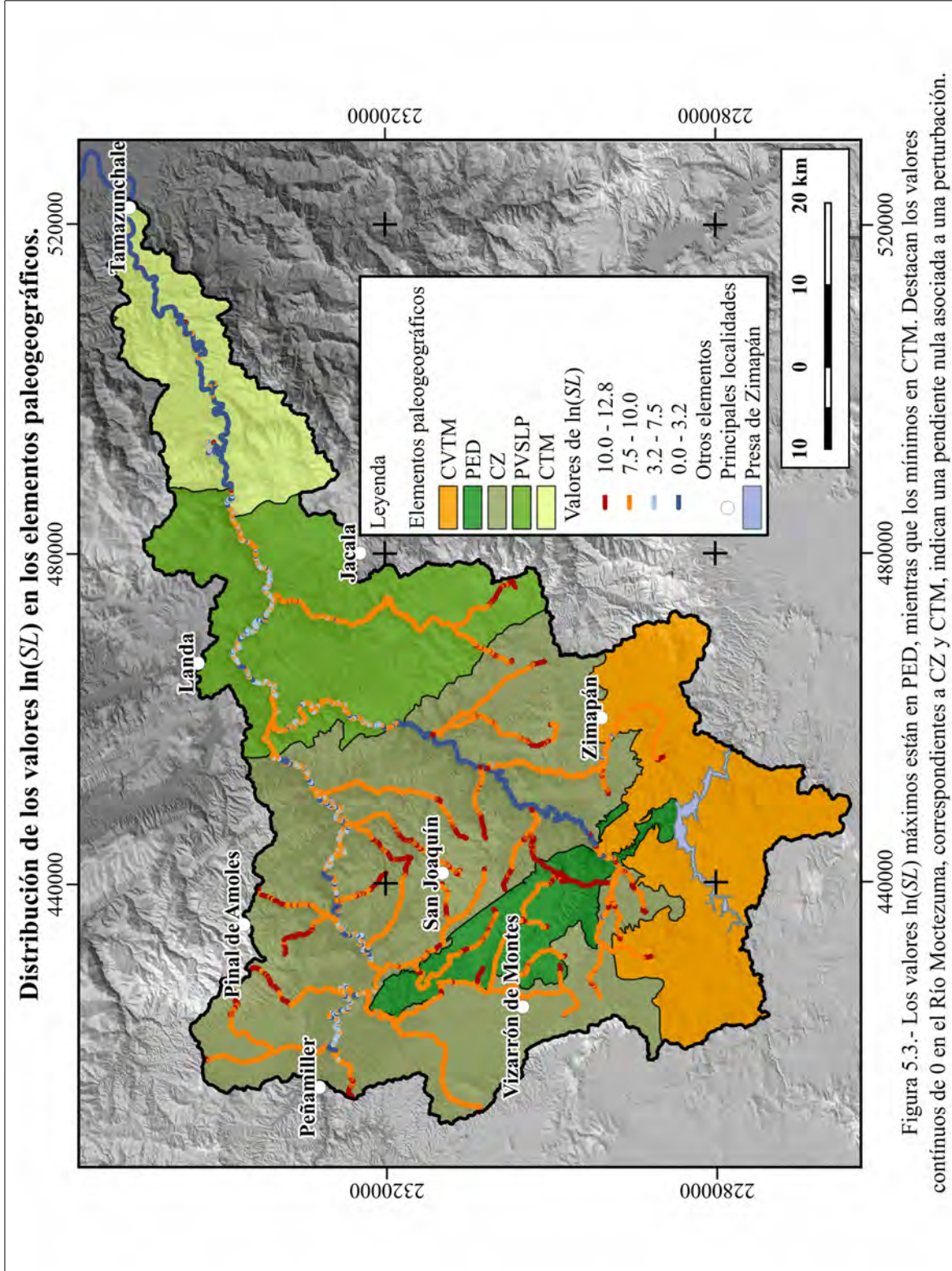


Figura 5.3.- Los valores $\ln(SL)$ máximos están en PED, mientras que los mínimos en CTM. Destacan los valores continuos de 0 en el Río Moctezuma, correspondientes a CZ y CTM, indican una pendiente nula asociada a una perturbación.

5.2.- Medias de los valores $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$ vs la distancia desde la desembocadura.

No se observó que las medias en las formaciones estratigráficas de los valores $\ln(k_{sn})$ tengan una agrupación clara (Figura 5.4). Las unidades estratigráficas ubicadas en la CTM tienen valores promedio cercanos a 10, por encima de las medias de las unidades occidentales (PED, CZ, PVSLP y CVTM). Los valores 1σ son elevados en las unidades estratigráficas correspondientes con la CZ y CTM, lo que indica una heterogeneidad de valores $\ln(k_{sn})$ posiblemente asociada a cambios elevados de inclinación en los ríos.

Los valores $\ln(SL)$ de las formaciones estratigráficas, muestran que las unidades de la porción oeste (zonas montañosas escarpadas) tienen valores más elevados con un promedio aproximado de 10; mientras que la porción este (zonas bajas) tienen un promedio aproximado de 8. El patrón descrito se explica porque en las partes montañosas los cambios de pendiente incrementan los valores del índice $\ln(SL)$, pero los valores 1σ son similares para todas las unidades, sugiere que la inclinación tiene una variación similar en la mayoría de las unidades (Figura 5.4).

Se elaboraron 6 clases litológicas de competencia, basadas en el grosor de la estratificación y la composición litológica:

Grupo A: Rocas con estratificación gruesa y homogéneas, corresponden a plataformas calcáreas como El Doctor y Valles San Luis Potosí (Formación El Abra).

Grupo B: Rocas con estratificación media (40 cm a 1 m), correspondientes con las Formaciones Peña Azul, San Felipe y Tamaulipas,

Grupo C: Rocas con estratificación delgada (menos de 40 cm), correspondientes con las formaciones Agua Nueva, Méndez, Pimienta, Santiago, Soyatal, Tamán, Trancas y el Grupo Chicontepec.

Grupo D: Rocas metamórficas correspondientes con las secuencias Tolimán.

Grupo E: Rocas volcánicas del CVTM.

Grupo F: Depósitos distribuidos a lo largo del área de estudio.

Se hipotetizó que cada clase litológica de competencia se comportaría de forma diferente al levantamiento. No obstante, las medias de los valores $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$ no muestran una agrupación definida que señale que una clase litológica es más susceptible respecto a las demás (Figura 5.5, 5.6 y 5.7). Los valores 1σ en el índice k_{sn} de las clases litológicas correspondientes con la CZ y CTM es elevado, posiblemente son agrupaciones producto de las heterogeneidades que el levantamiento genera en la inclinación de los ríos.

Las medias y los valores 1σ de los valores $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$ en las subcuencas no muestran agrupaciones (Figura 5.8, 5.9 y 5.10). Sin embargo, la notable diferencia del área de las unidades litológicas y las formaciones estratigráficas repercute en el tamaño y variedad de las muestras comparadas, por lo que el empleo de *errplots* en la comparación de unidades con áreas contrastantes es limitado.

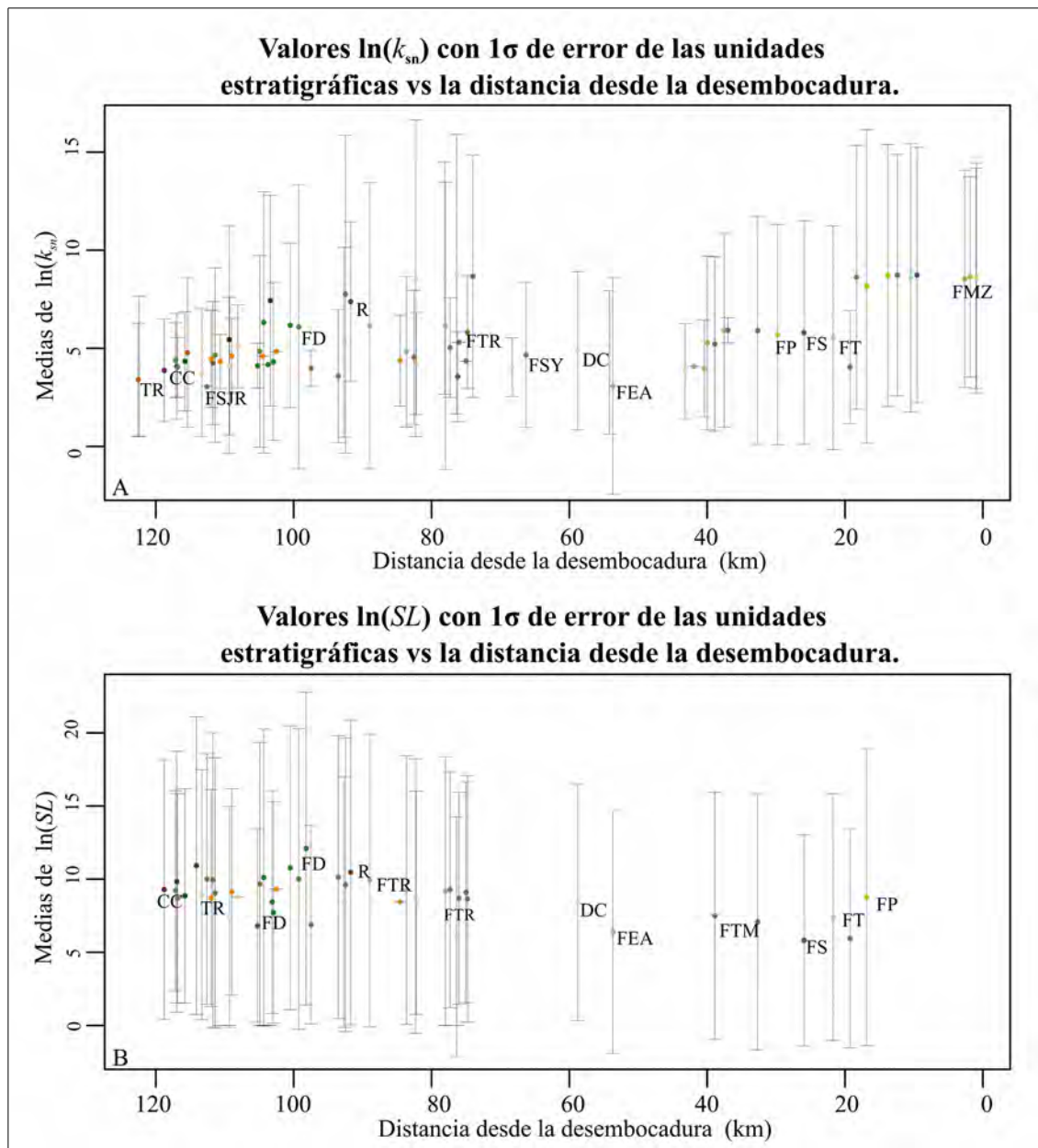


Figura 5.4.- A) Los valores ubicados a una distancia de 100 km (CZ) y en los primeros 20 km (CTM) tienen una tendencia a ser altos, B) los valores reflejan el decremento de la pendiente de las partes montañosas a las áreas bajas.

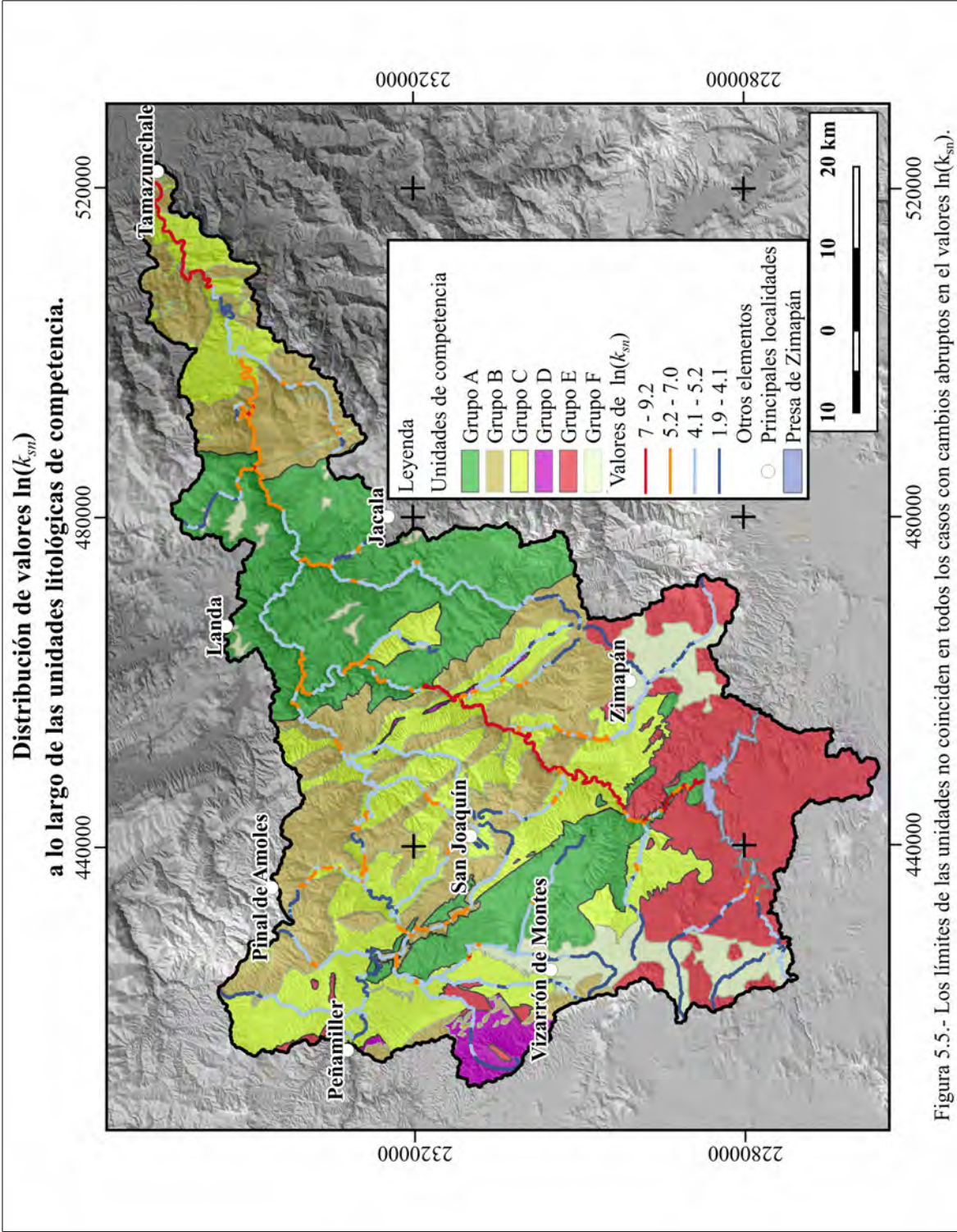


Figura 5.5.- Los límites de las unidades no coinciden en todos los casos con cambios abruptos en el valores $\ln(k_{sn})$.

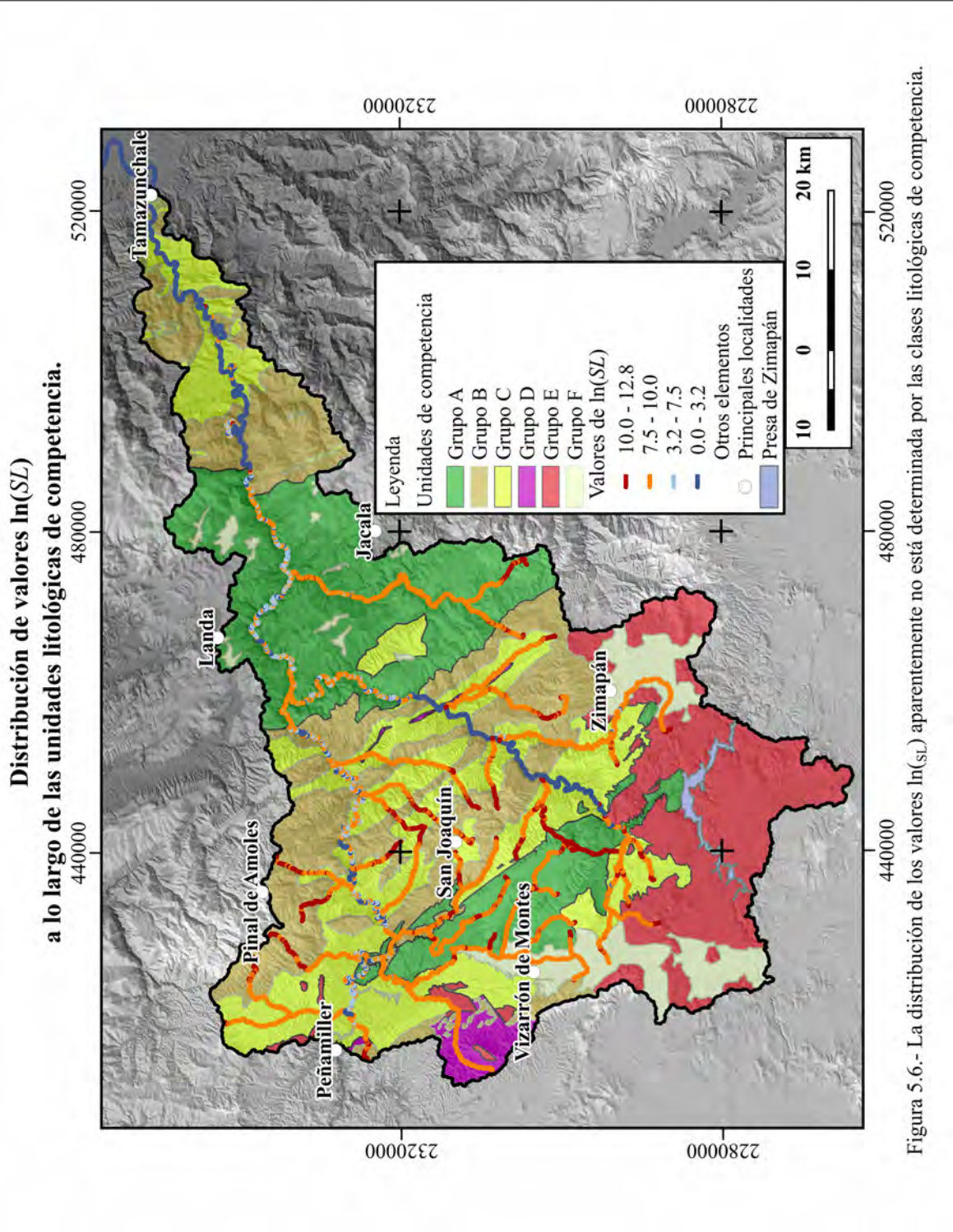


Figura 5.6.- La distribución de los valores $\ln(SL)$ aparentemente no está determinada por las clases litológicas de competencia.

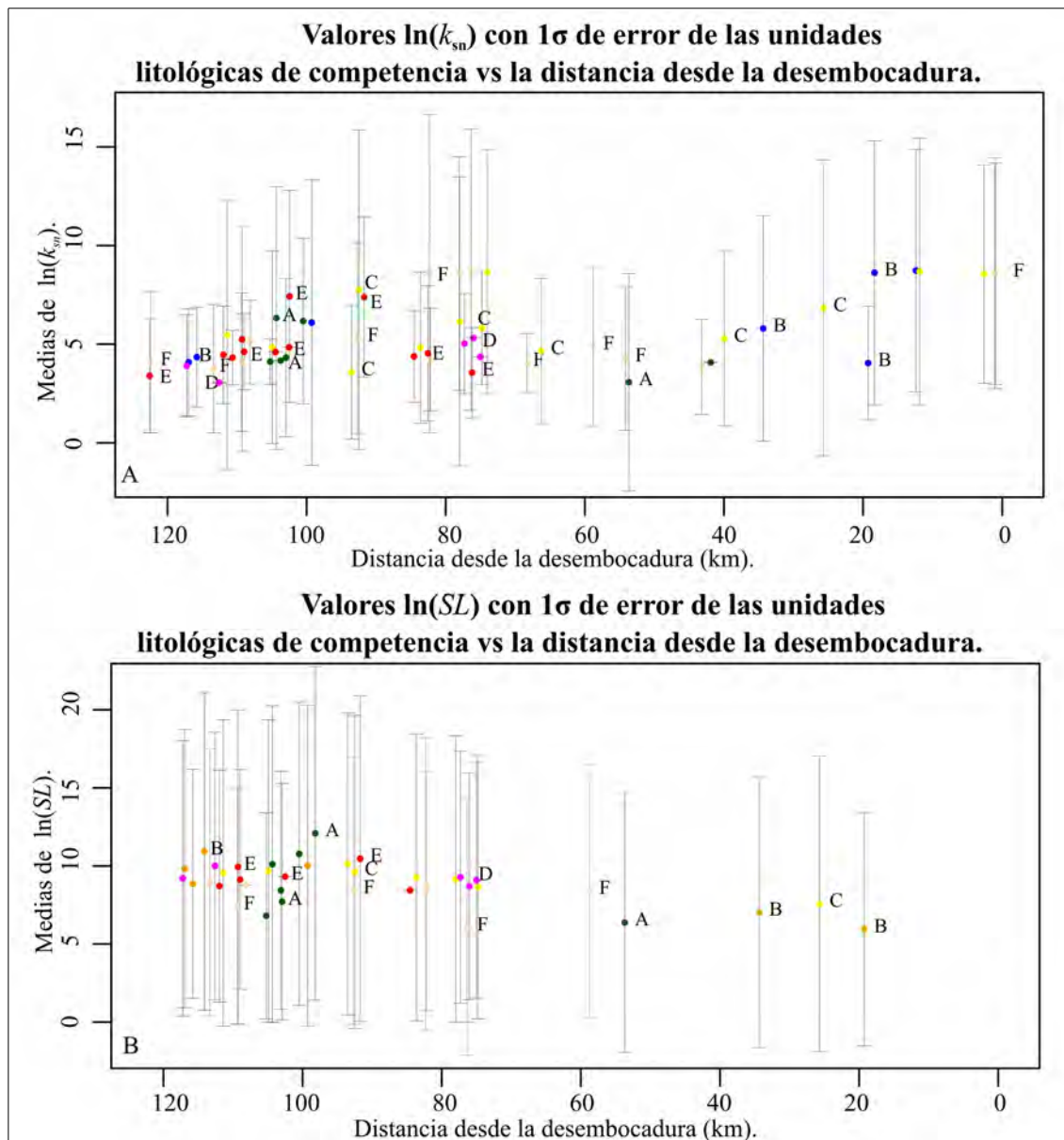
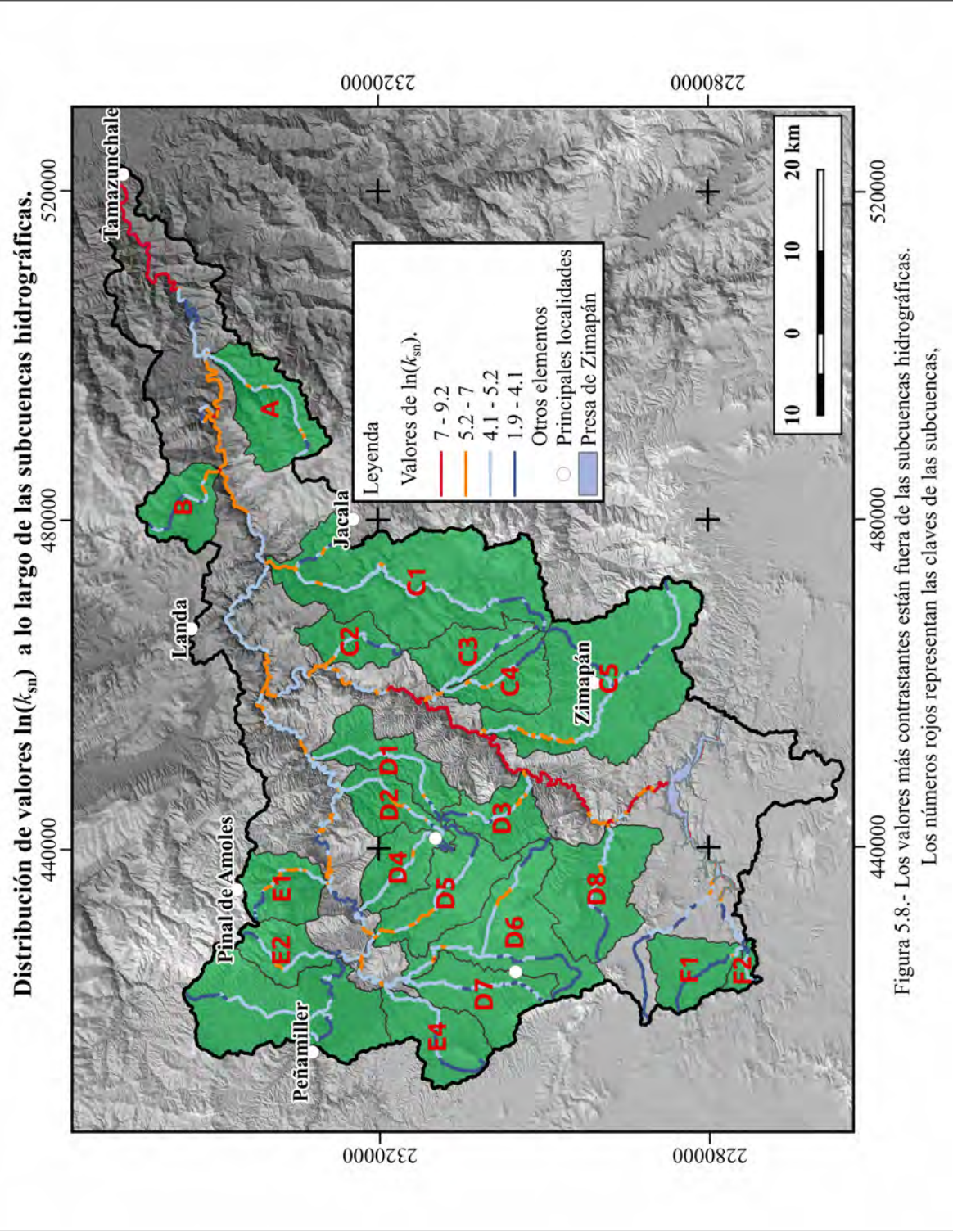
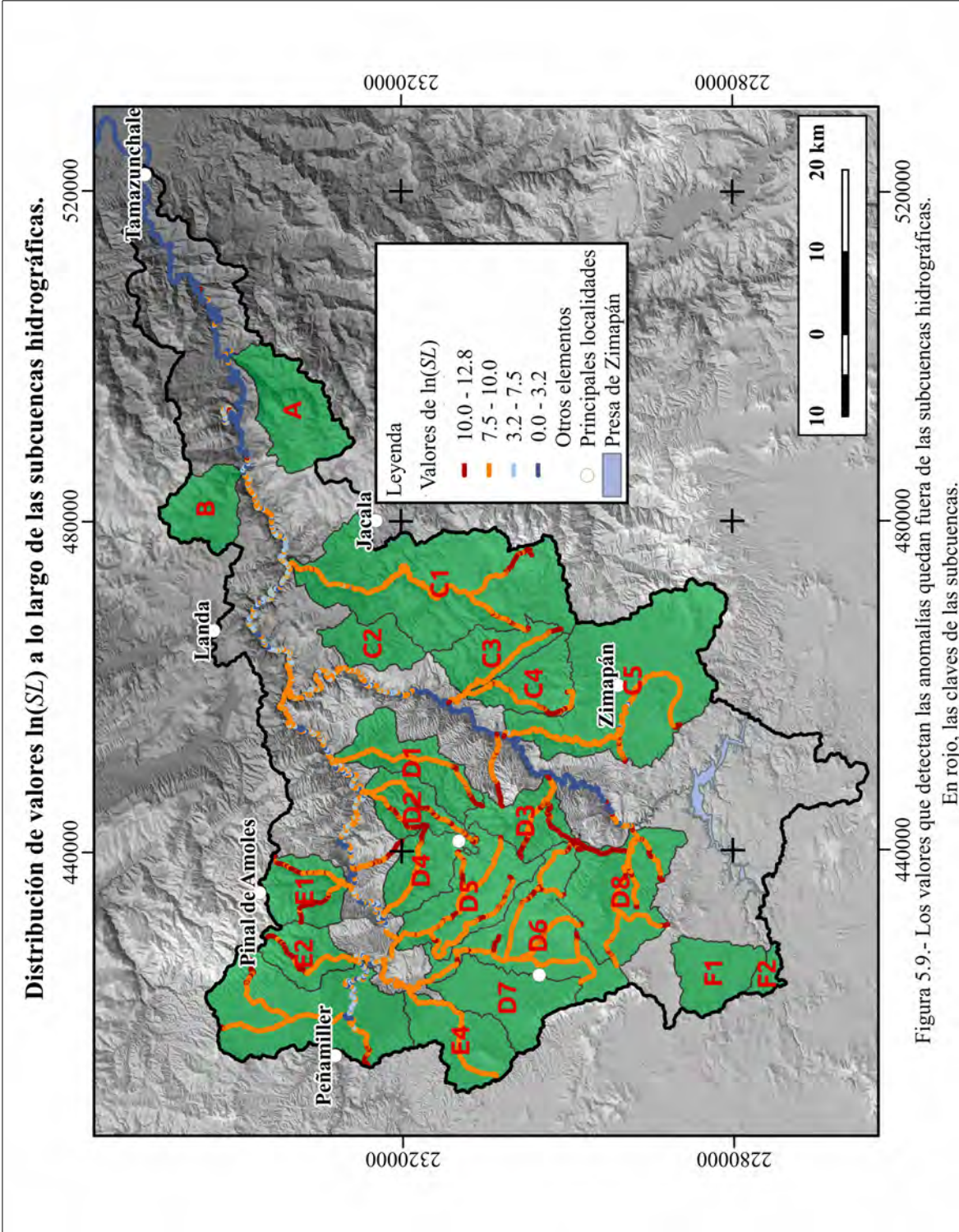


Figura 5.7.- A) Las unidades litológicas de competencia ubicadas a una distancia aproximada de 90 a 110 km de la desembocadura (CZ) tienen valores k_{sn} altos, la misma situación corresponde a las unidades ubicadas en los primeros 20 km desde la desembocadura (CTM); B) los valores SL reflejan la disminución gradual de la pendiente de las partes montañosas a las bajas.





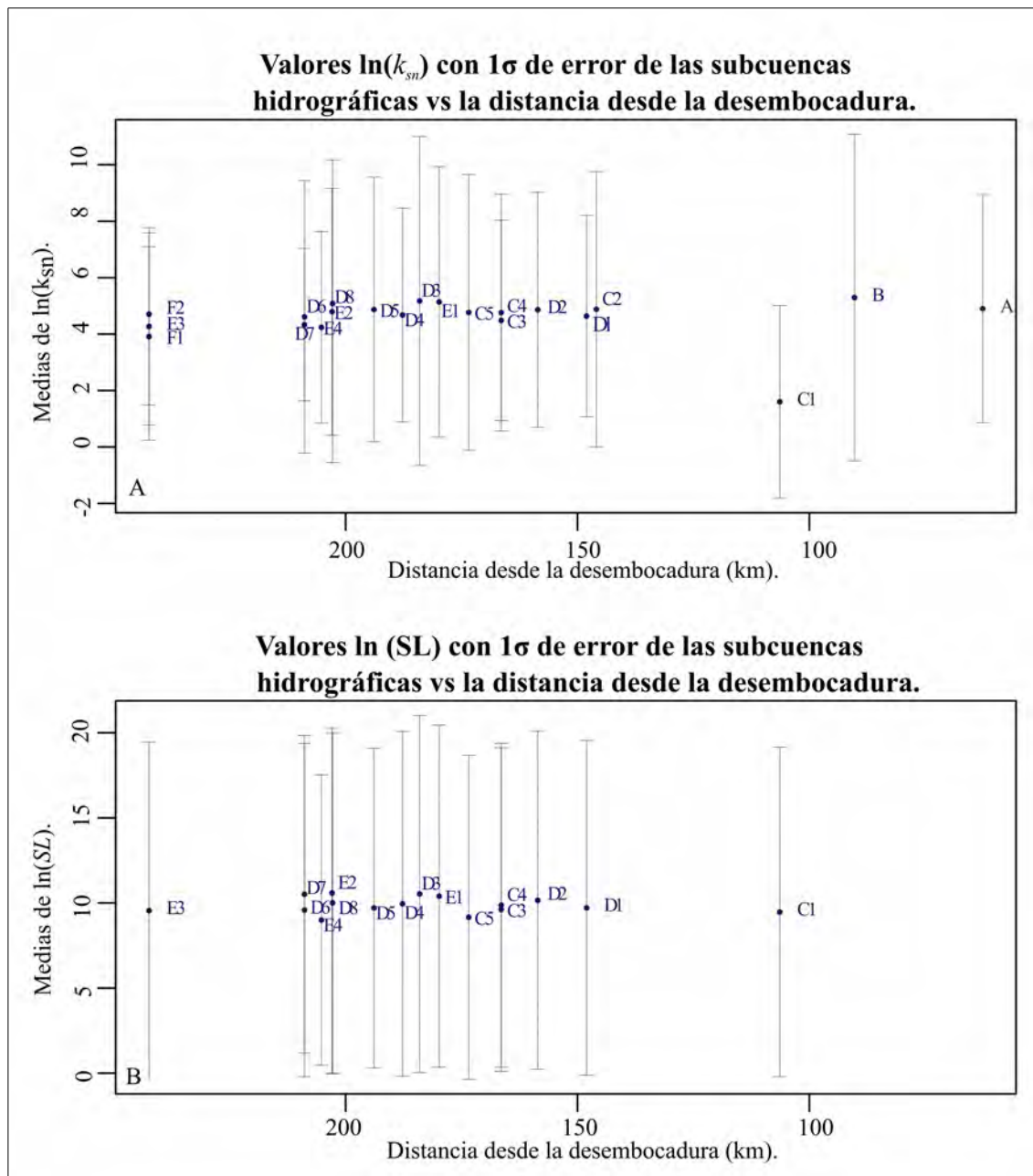


Figura 5.10.- Las subcuencas no muestran variaciones en los valores de los índices de inclinación.

5.3.- Índices k_{sn} y SL a lo largo de los ríos Extoraz y Moctezuma.

La Figura 5.11 representa los principales ríos sobre los que se graficaron los índices de inclinación y su relación con los elementos paleogeográficos, unidades litológicas de competencia y unidades estratigráficas. Las formaciones estratigráficas aparentemente no tienen una influencia clara en los valores $\ln(k_{sn})$ del Río Extoraz. Las estructuras secundarias y *knickzones* coinciden con los valores altos en los índices de inclinación, posiblemente se explica por la reactivación de fallas durante el Neógeno (Carrillo-Martínez y Suter, 1982). Las unidades litológicas de competencia mostraron valores altos en los índices de inclinación para el caso de los grupos F y B (Figura 5.11 y 5.12).

El primer segmento del Río Moctezuma, a una distancia aproximada de 205 km de la desembocadura tiene dos picos con valores altos de $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$ que coinciden con la ubicación de *knickzones*. Posteriormente en la cabalgadura El Doctor, los valores $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$ aumentan, pero repentinamente en el segundo índice los valores dominantes son 0. (Figura 5.11 y 5.13).

En el Río Moctezuma a una distancia aproximada de 200 a 150 km de la desembocadura, los valores $\ln(SL)$ de 0, marcan una diferencia de elevación de 100 m en una distancia horizontal de 50 km, los valores $\ln(k_{sn})$ en ese transecto son elevados. La situación descrita es anormal porque el perfil del río tiene una tendencia horizontal y no decreciente, asociado a un posible levantamiento que modifica al Río Moctezuma. Las semejanzas litológicas de las unidades litológicas que componen la CZ probablemente tienen un comportamiento similar al levantamiento, reflejado en valores homogéneos de los índices $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$. En una distancia de aproximadamente 150 km de la desembocadura en la PVSLP, el índice $\ln(k_{sn})$ tiene un pico cuya ubicación coincide con una cabalgadura y el final de una *knickzone*, pero en general los valores en esa porción del Río Moctezuma son bajos (Figura 5.11 y 5.13).

El contacto litológico de las Formaciones Tamaulipas y Trancas se manifiesta en un cambio de los valores $\ln(SL)$; porque la Formación Tamaulipas es más resistente y difícil de

erosionar (Figura 5.11 y 5.13).

Después de la intersección con el Río Extoraz, el Río Moctezuma tiene valores constantes en los índices $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$, con poca influencia de las *knickzones*. En la CTM los valores $\ln(k_{sn})$ se incrementan, probablemente por el cambio de litología y la influencia de tres cabalgaduras. En una distancia de aproximadamente 75 km de la desembocadura, los valores $\ln(k_{sn})$ y $\ln(SL)$ tienen cambios aparentemente no controlados por la litología y los pliegues, éstos últimos modificaron la estratigrafía y generaron inflexiones en el cauce del Río Moctezuma (Figura 5.11 y 5.14).

En el segmento del Río Moctezuma correspondiente a la CTM, los valores $\ln(SL)$ son 0 y señalan una diferencia de elevación de 300 m en una distancia horizontal de 60 km, los valores $\ln(k_{sn})$ en ese transecto son elevados. Lo anterior posiblemente señala levantamiento que modificó el perfil del río, generó una tendencia horizontal y no decreciente (Figura 5.11 y 5.14).

Los valores $\ln(k_{sn})$ son elevados en los transectos del Río Moctezuma en la CZ y la CTM, pero los valores $\ln(SL)$ muestra que la inclinación en esas porciones del río es plana; se considera que el *software stream profiler* al momento de computar la ecuación 7 con la matriz de 25 x 25 píxeles, sobrepone los valores $\ln(k_{sn})$ de la parte inferior de las corrientes que convergen al Río Moctezuma.

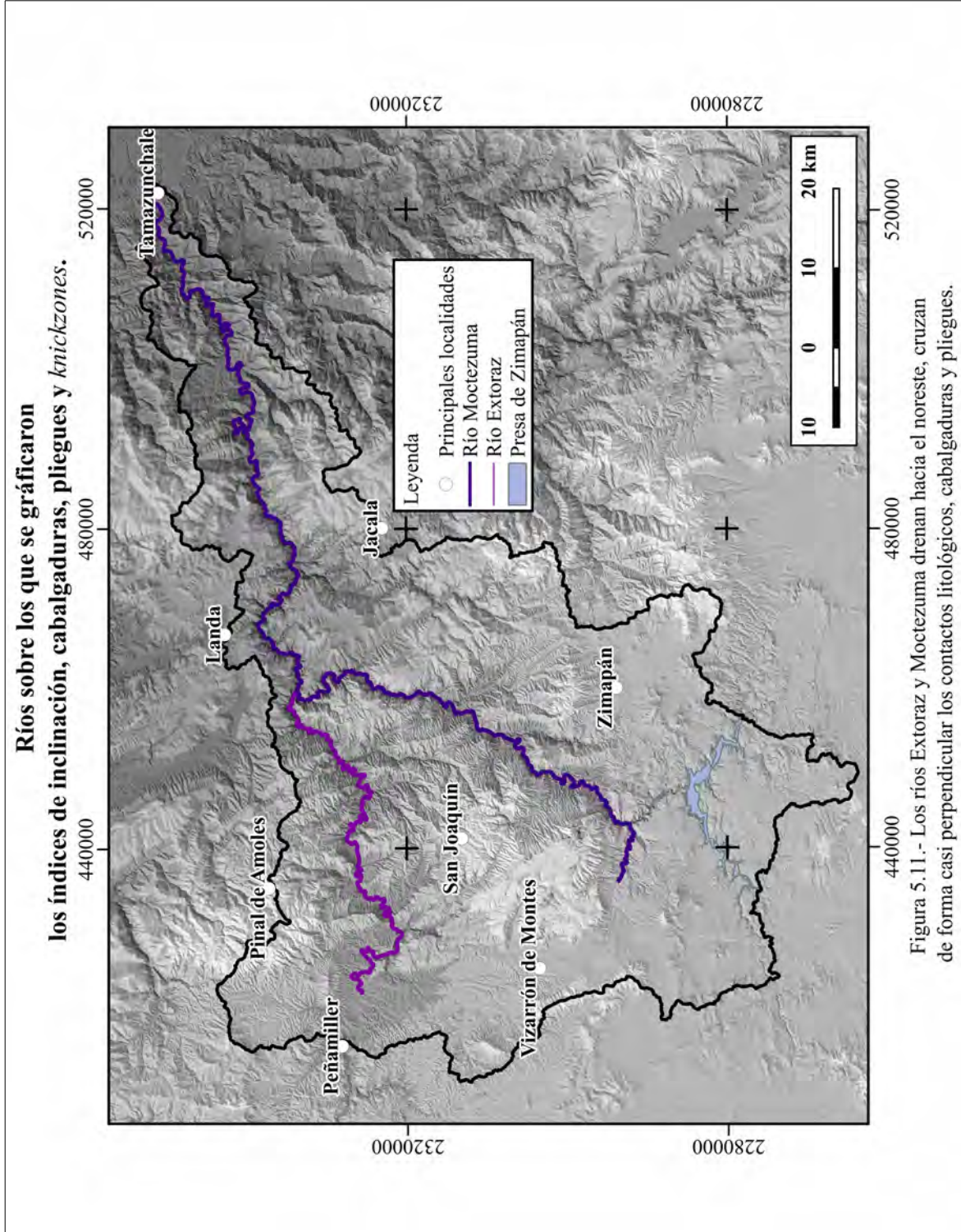


Figura 5.11.- Los ríos Extoraz y Moctezuma drenan hacia el noreste, cruzan de forma casi perpendicular los contactos litológicos, cabalgaduras y pliegues.

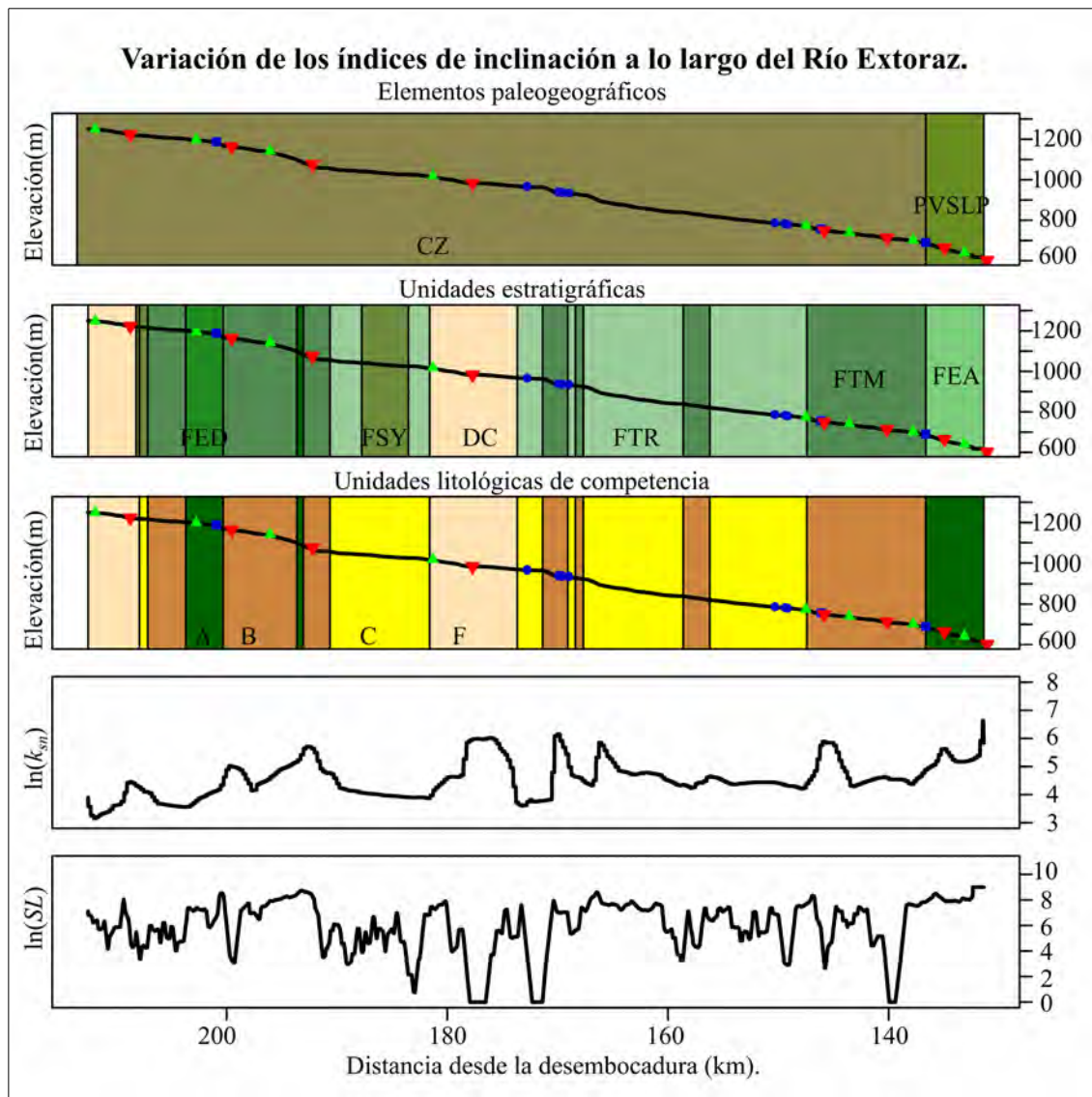


Figura 5.12. Los triángulos verdes representan el inicio de las *knickzones*, los triángulos rojos invertidos representan el final de las *knickzones*. Los cuadros azules representan las cabalgaduras y los círculos azules representan a los pliegues (anticlinales y sinclinales). Las elevaciones en el índice k_{sn} están asociadas con *knickzones* y cabalgaduras, sugieren una reactivación reciente. Para el caso de los valores SL , se se observa un patrón claro determinado por las unidades litológicas.

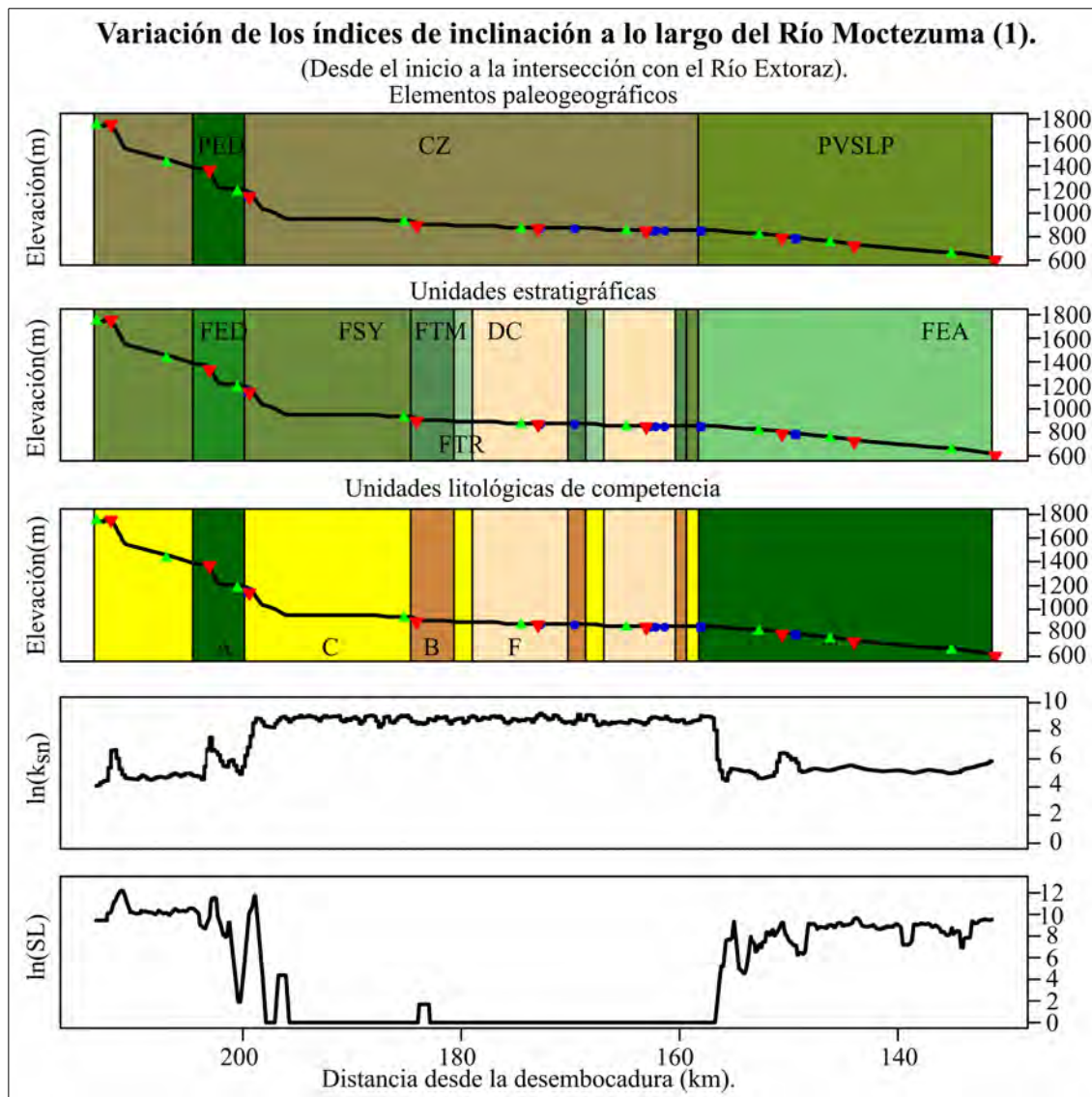


Figura 5.13.- Los triángulos verdes representan el inicio de las *knickzones*, los triángulos rojos invertidos representan el final de las *knickzones*. Los cuadros azules representan las cabalgaduras y los círculos azules representan a los pliegues (anticlinales y sinclinales). Destacan los valores anormalmente grandes $\ln(k_{sn})$ correspondientes a la CZ, también se observa influencia de cabalgaduras y *knickzones*. Los valores continuos de 0 del índice SL, también evidencian perturbación la perturbación descrita en el río Moctezuma, porque indican que la pendiente en un transecto es prácticamente nula.

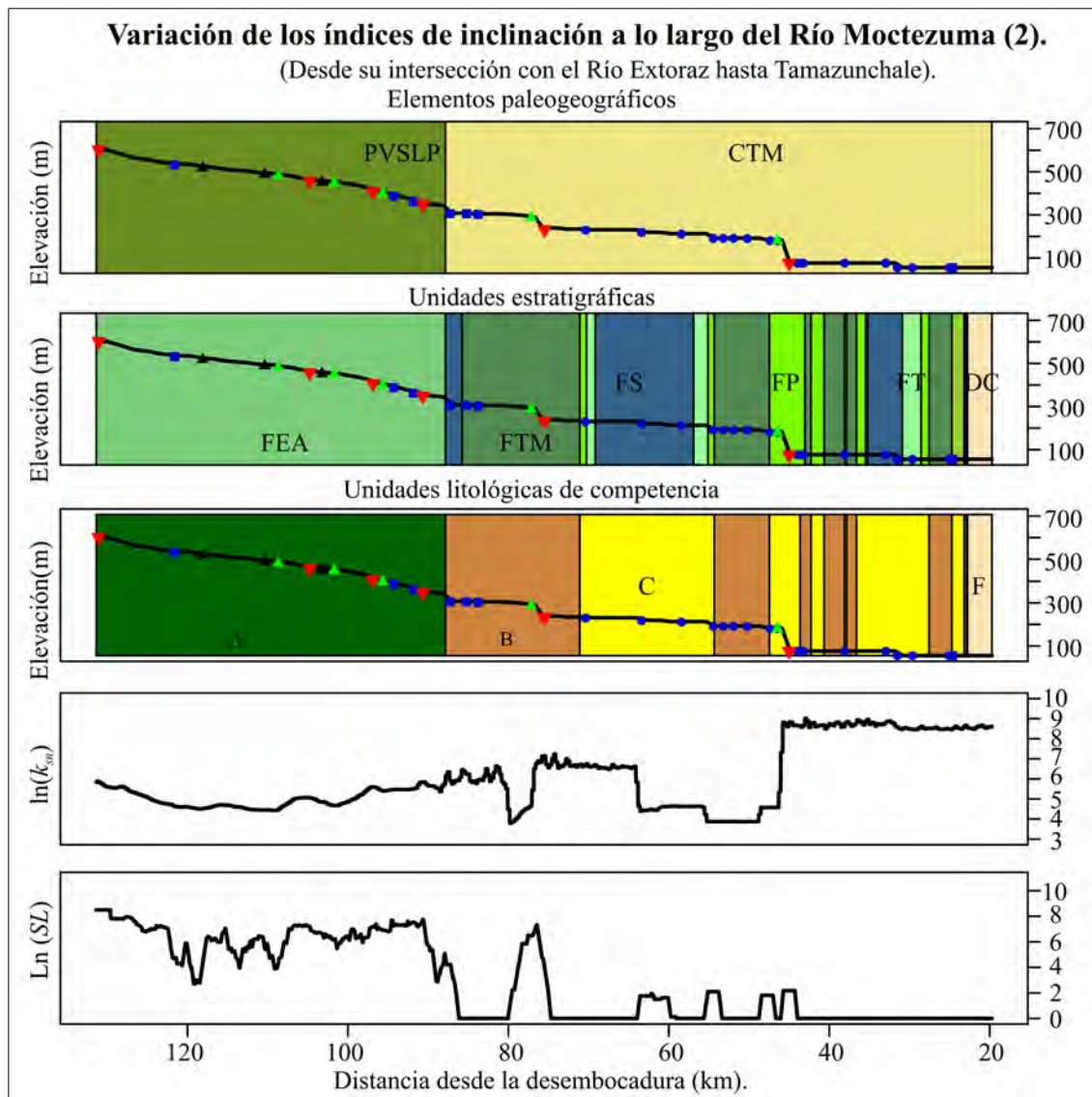


Figura 5.14.- Los triángulos verdes representan el inicio de las *knickzones*, los triángulos rojos invertidos representan el final de las *knickzones*. Los cuadros azules representan las cabalgaduras y los círculos azules representan a los pliegues (anticlinales y sinclinales). Al final de la CTM destacan los valores anormalmente grandes $\ln(k_{sn})$ similares a los que se encuentran en la CZ, asociados al Anticlinorio Pisaflores. Los valores 0 del índices SL indican que la pendiente en algunos transectos es muy baja.

5.4.- Prueba estadística Kolmogórov-Smirnov para dos muestras.

Las pruebas estadísticas Kolmogórov-Smirnov indican que la distribución de los valores de los índice k_{sn} y SL a lo largo de los ríos Extoraz y Moctezuma es distinta para cada elemento paleogeográfico y unidad litológica de competencia. Las pruebas se corroboraron con el valor p , inferior a 0.05 para cada prueba (menos del 5% de los datos tienen una distribución similar), por lo anterior, la hipótesis alternativa (H_1) donde la distribución de los índices de inclinación es diferente para cada elemento paleogeográfico y unidad de competencia litológica, se favorece (Tabla 5.1, Tabla 5.2, Tabla 5.3 y Tabla 5.4).

Valores p de las pruebas Kolmogórov-Smirnov de los valores k_{sn} en los ríos Extoraz y Moctezuma a lo largo de los elementos paleogeográficos.			
	PED	PVSLP	CTM
CZ	<0.05	<0.05	<0.05
PED		<0.05	<0.05
PVSLP			<0.05
Medias de los valores $k_{sn} \pm 1\sigma$ en los elementos paleogeográficos.			
CZ	PED	PVSLP	CTM
2261 \pm 3134	400 \pm 388	337 \pm 1062	2437 \pm 2658

Tabla 5.1.- Además de los valores p bajos, también destacan los desviaciones estándar elevadas respecto a las medias, lo que indica una variabilidad elevada en los valores k_{sn} de los elementos paleogeográficos.

Valores p de las pruebas Kolmogórov-Smirnov de los valores SL en los ríos Extoraz y Moctezuma a lo largo de los elementos paleogeográficos.			
	PED	PVSLP	CTM
CZ	<0.05	<0.05	<0.05
PED		<0.05	<0.05
PVSLP			<0.05
Medias de los valores $SL \pm 1\sigma$ en los elementos paleogeográficos.			
CZ	PED	PVSLP	CTM
2624 \pm 11733	9580 \pm 19629	1997 \pm 2481	862 \pm 7584

Tabla 5.2.- Además de los valores p bajos, destacan los desviaciones estándar extremadamente elevadas respecto a las medias, lo que indica una variabilidad elevada en los valores SL de los elementos paleogeográficos, mayor que las desviaciones estándar del índice k_{sn} .

Valores p de las pruebas Kolmogórov-Smirnov de los valores k_{sn} a lo largo de las unidades litológicas de competencia.			
	Grupo B	Grupo C	Grupo F
Grupo A	<0.05	<0.05	<0.05
Grupo B		<0.05	<0.05
Grupo C			<0.05
Medias de los valores $k_{sn} \pm 1\sigma$ en las unidades litológicas de competencia.			
Grupo A	Grupo B	Grupo C	Grupo F
324 \pm 1001	1502 \pm 2418	2490 \pm 3119	3924 \pm 3215

Tabla 5.3.- Los desviaciones estándar respecto a las medias son elevadas, indican una variabilidad elevada en los valores k_{sn} de las unidades de competencia litológica. La desviación estándar en el Grupo A, a pesar de considerar un elemento rígido.

Valores p de las pruebas Kolmogórov-Smirnov de los valores SL a lo largo de las unidades litológicas de competencia.			
	Grupo B	Grupo C	Grupo F
Grupo A	<0.05	<0.05	<0.05
Grupo B		>0.05	<0.05
Grupo C			<0.05
Medias de los valores $SL \pm 1\sigma$ en las unidades litológicas de competencia.			
Grupo A	Grupo B	Grupo C	Grupo F
2425 \pm 5484	1546 \pm 9655	2800 \pm 12723	632 \pm 1496

Tabla 5.4.- Los desviaciones estándar respecto a las medias son extremadamente elevadas, indican una variabilidad elevada en los valores SL de las unidades de competencia litológica.

Las pruebas Kolmogórov-Smirnov para las unidades estratigráficas también favorecen la hipótesis alternativa (H_1), donde los valores de los índices de inclinación tienen distribuciones diferentes en la Formación Soyatal (FSY), Formación El Abra (FEA), Formación El Doctor (FD), Formación Peña Azul (FPA), Formación Trancas (FTR), Formación Tamán (FT), Formación Pimienta (FP), Formación Santiago (FS), Formación Agua Nueva (FAN), Formación San Felipe (FSP), Formación Méndez (FMZ) y los depósitos cuaternarios (DC) (Tabla 5.5 y 5.6).

Valores p de las pruebas Kolmogórov-Smirnov de los valores k_{sn} en los ríos Moctezuma y Extoraz a lo largo de las unidades estratigráficas.												
	FSY	FEA	FD	FPA	FTR	FT	FP	FS	FAN	FSF	FMZ	DC
FTM	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
FSY		<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
FEA			<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Medias de los valores $k_{sn} \pm 1\sigma$ en las unidades estratigráficas.												
FTM	FSY	FEA	FD	FPA	FTR	FT	FP	FS	FAN	FSF	FMZ	DC
1480 \pm 2417	3365 \pm 1098	345 \pm 1098	254 \pm 342	203 \pm 21	511 \pm 1654	2665 \pm 2479	4214 \pm 2723	1738 \pm 2505	5115 \pm 252	5676 \pm 164	5408 \pm 373	3962 \pm 3208

Tabla 5.5.- Las desviaciones estándar de los valores k_{sn} en las unidades estratigráficas, con algunas excepciones, no varían mucho de las medias.

Valores p de las pruebas Kolmogórov-Smirnov de los valores SL en los ríos Moctezuma y Extoraz a lo largo de las unidades estratigráficas.										
	FSY	FEA	FD	FPA	FTR	FT	FP	FS	DC	
FTM	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	
FSY		<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	
FEA			<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	
Medias de los valores $SL \pm 1\sigma$ en las unidades estratigráficas.										
FTM	FSY	FEA	FD	FPA	FTR	FT	FP	FS	DC	
1619 \pm 9847	5787 \pm 19100	1874 \pm 2446	6253 \pm 15466	4129 \pm 1979	1560 \pm 1837	735 \pm 3113	3121 \pm 17751	176 \pm 1055	631 \pm 1503	

Tabla 5.6.- Las desviaciones estándar de los valores SL en las unidades estratigráficas, en general tienen desviaciones estándar que varían mucho respecto a la media, lo que indica una diferencias sustanciales en las unidades estratigráficas.

5.5.- Análisis de la propagación de los *knickzones* con las regresiones de la distancia de retroceso aguas arriba de las *knickzones* (y) en función del área de drenaje (x).

Los modelos elaborados con regresiones de potencia sugieren que la migración aguas arriba de las *knickzones* de las porciones suroeste de la PVSLP y noreste de la CZ está en función del incremento del área de drenaje (A) (Figura 5.15). Los trabajos de Hayakawa y Matsukura (2003) y Bishop *et al.* (2005) indican que la migración aguas arriba de los

knickpoints está en función del área de drenaje (A). Los ríos Extoraz y Moctezuma tienen una diferencia sustancial en el área de drenaje (A), reflejada en las líneas de tendencia contrastantes de modelos realizados con las regresiones de potencia (Figura 5.16).

El modelo del Río Moctezuma tiene una $R^2= 0.98$ y un valor p inferior a 0.05, sugiere que la hipótesis nula (H_0) donde el incremento de distancia de retroceso (D) no está en función del área de drenaje (A), se puede ignorar. El modelo del Río Extoraz tiene una $R^2=0.71$ pero el valor p es mayor a 0.05, por lo que la hipótesis nula (H_0) no pueda ser ignorada (Figura 5.16). En general, los dos modelos señalan el área de drenaje (A) como un indicador de la descarga fluvial (Q), que controla la migración de los *knickzones* aguas arriba para el suroeste de la PVSLP y noreste de la CZ (Figura 5.16).

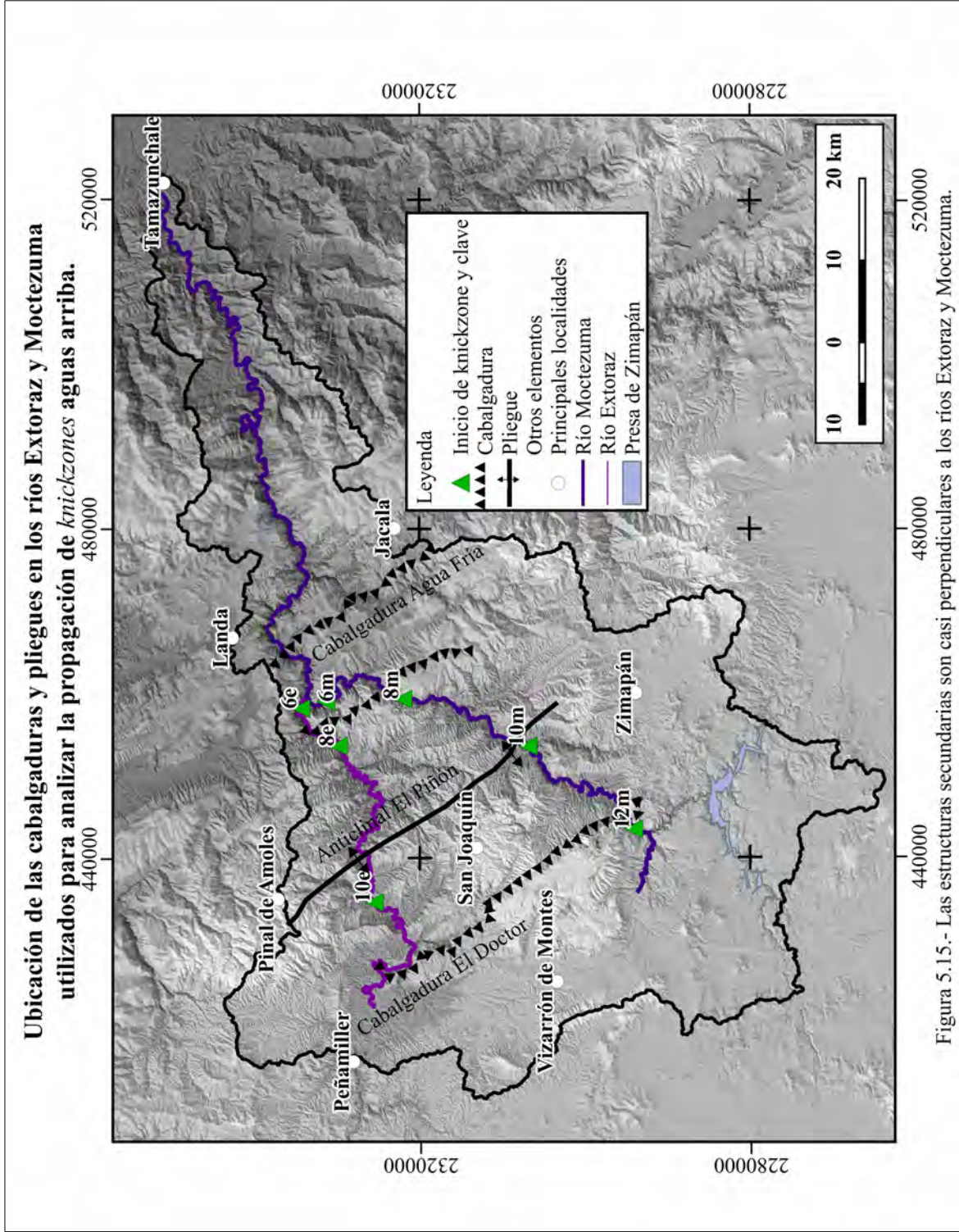


Figura 5.15.- Las estructuras secundarias son casi perpendiculares a los ríos Extoraz y Moctezuma.

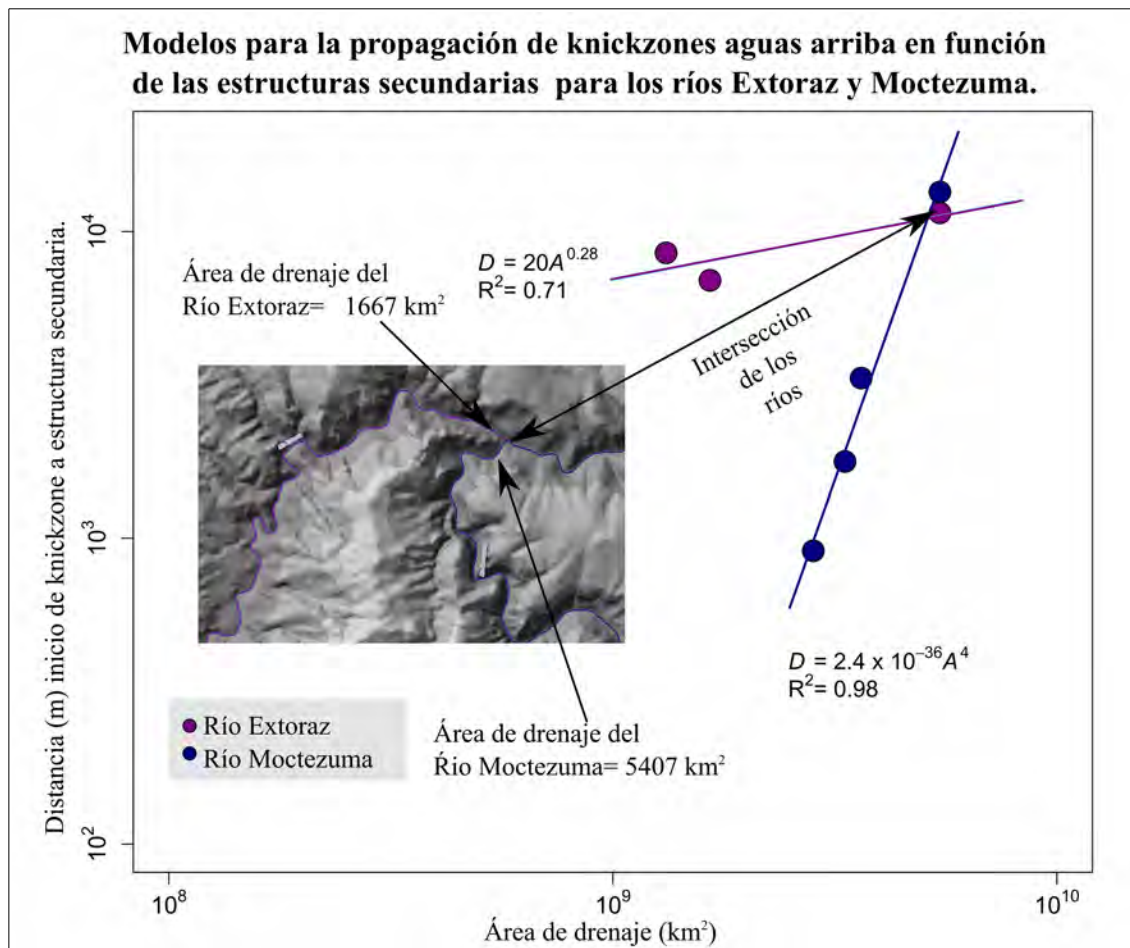


Figura 5.16.- El área de drenaje del Río Moctezuma es mayor y las distancias de retroceso se ajustan a la línea de regresión, contrasta con el patrón en el Río Extoraz, con una área de drenaje menor y las distancias de retroceso no se ajustan del todo a la línea de regresión.

5.6.- Análisis hipsométrico.

Se obtuvieron tres clases principales representados en la Figura 5.17. Los valores de 0 a 0.4 se distribuyen en los cauces de los ríos y en algunas porciones de la PED y PVSLP, en menor grado en las laderas septentrionales de la CTM. Los datos cercanos a 0 corresponden con áreas que han perdido mayor cantidad de volumen por encontrarse en zonas donde la dinámica erosiva es fuerte. En el caso de la PED y la PVSLP, los valores indican que la disolución es importante para remover volumen. Los valores 0 en la CTM están en la Formación Pimienta, posiblemente al ser arcillosa es más susceptible a la erosión (Figura

5.18).

El transecto del río Moctezuma en la CTM, cerca de la desembocadura de la cuenca, tiene valores de 0.4 a 0.6, indica que en esas superficies el río no ha removido volúmenes de material significativos. Por otra parte, el emplazamiento de los depósitos fluviales y coluviales no generan un exceso de volumen reflejado en los valores H , en trabajo de campo se corroboró lo anterior. El lecho rocoso del transecto mencionado tiene un exceso de volumen que impide que los valores sean cercanos a 0 (Figura 5.18). Los valores de 0.6 a 1 son escasos y están en las partes cumbreales del CVTM, la PED y PVSLP, tienen configuración NW-SE que refleja la configuración estructural del área. El transecto del río Moctezuma en la CZ tiene valores cercanos a 1, por ser un elemento con actividad erosiva constante se esperarían valores cercanos a 0; posiblemente existe un levantamiento reflejado en una convexidad hacia arriba en el lecho rocoso (Figura 5.18).

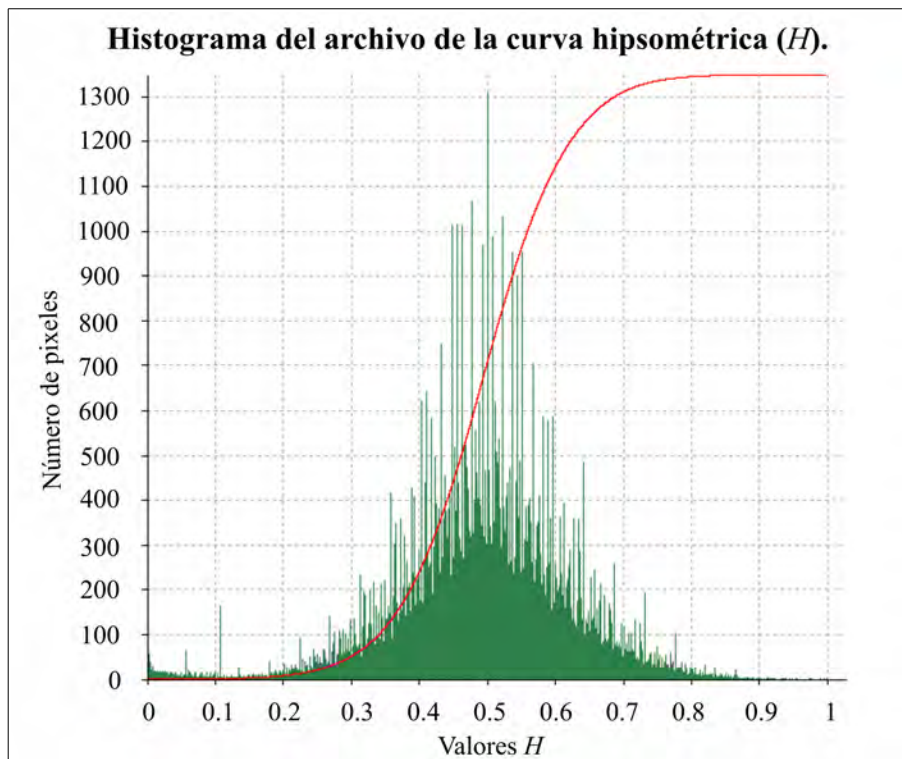


Figura 5.17.- La línea roja representa la curva de probabilidad acumulada, la mayoría de los valores E (0 a 1) están en el rango 0.4 a 0.6.

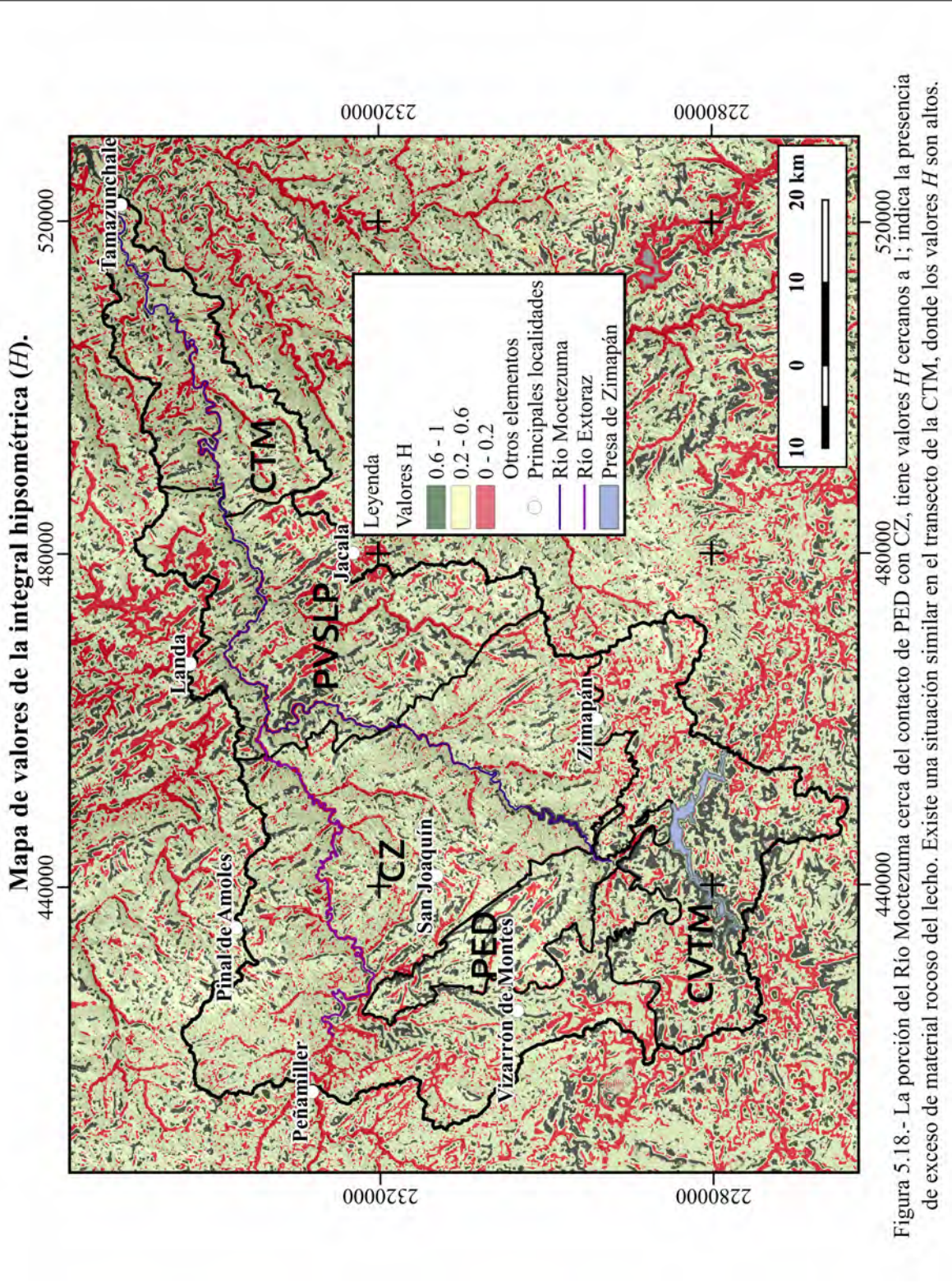


Figura 5.18.- La porción del Río Moctezuma cerca del contacto de PED con CZ, tiene valores H cercanos a 1; indica la presencia de exceso de material rocoso del lecho. Existe una situación similar en el transecto de la CTM, donde los valores H son altos.

5.7.- *Swath profile*.

Los transectos correspondientes a la CZ, PED y PVSLP muestran diferencias contrastantes en la elevación media, mínima y máxima, sugiriendo una fuerte incisión en los elementos paleogeográficos mencionados. El transecto correspondiente a la CTM tiene una diferencia especialmente alta de la elevación máxima respecto a la mínima, probablemente significa un contraste topográfico generado por una fuerte incisión del Río Moctezuma en una posible reactivación reciente en el Anticlinorio de Pisaflores y la Falla de Tamazunchale (Figura 5.19 y 5.20).

La prueba estadística Kolmogórov-Smirnov se utilizó para saber si la distribución de los valores de altitud a lo largo del *swath profile* es distinta para cada elemento paleogeográfico. Los resultados indican favorecen la hipótesis alternativa (H_1), que sugiere que la distribución de la altitud es distinta para cada elemento paleogeográfico. Los resultados se favorecieron con el valor p , porque fue inferior a 0.05 (menos del 5% de los datos no son distintos) y la hipótesis nula (H_0) donde la distribución de los datos es similar, se puede ignorar (Tabla 5.7).

Los valores de elevación máximos y mínimos de cada elemento paleogeográfico se utilizaron para calcular el porcentaje de relieve que tiene cada uno a lo largo del *swath profile* y se compararon con el acortamiento de cada elemento paleogeográfico (Fitz.Díaz *et al.* 2014) (Figura 5.21). El porcentaje del relieve se obtuvo con la diferencia de la elevación máxima y mínima de cada elemento paleogeográfico, dividida por la suma de las diferencias totales por cien; para obtener valores en porcentajes. Sin embargo, en la CTM se utilizaron las dos diferencias de elevaciones marcadas por al *swath profile*.

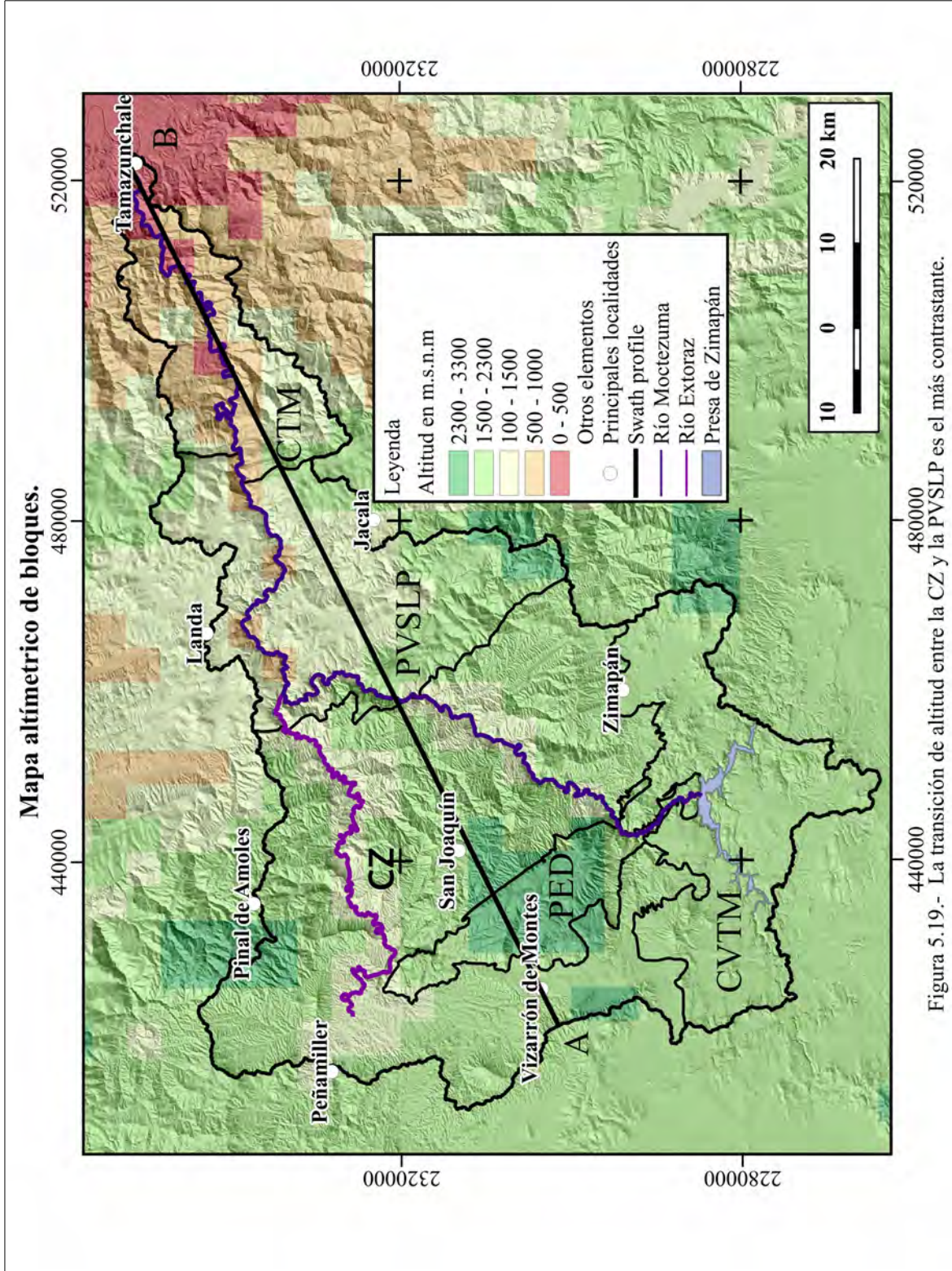


Figura 5.19.- La transición de altitud entre la CZ y la PVS LP es el más contrastante.

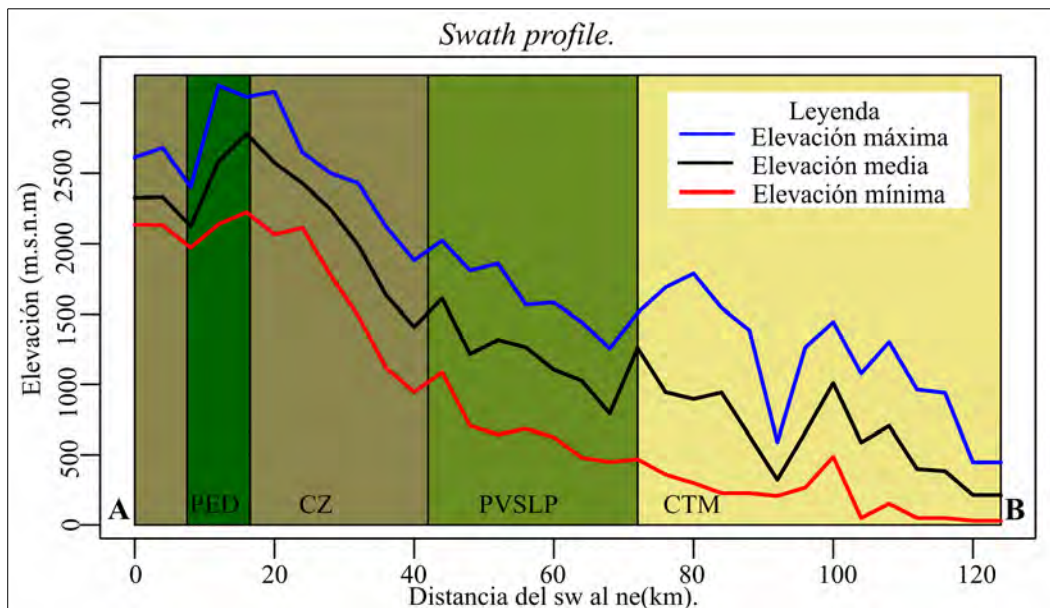


Figura 5.20.- Destacada el engrosamiento en la CTM, asociándolo a una incisión reciente por la reactivación de estructuras secundarias.

Valores <i>p</i> de las pruebas Kolmogórov-Smirnov de los valores de altitud del <i>Swath profile</i> a lo largo de los elementos paleogeográficos.			
	PED	PVSLP	CTM
CZ	<0.05	<0.05	<0.05
PED		<0.05	<0.05
PVSLP			<0.05
Medias de los valores de altitud $\pm 1\sigma$ de los elementos paleogeográficos.			
CZ	PED	PVSLP	CTM
1933 \pm 372	2458 \pm 229	1400 \pm 299	426 \pm 314

Tabla 5.7.- Las desviaciones estándar de los valores de elevación en los elementos paleogeográficos es más evidente en la CTM, corrobora la gran diferencia en los parámetros estadísticos.

Los dos porcentajes de acortamiento documentados por Fitz-Díaz *et al.* (2014) en la CTM tienen relación con las dos diferencias de elevación del *swath profile* en la CTM (Figura 5.20 y 5.21). El evento de acortamiento más reciente fue hace ~ 40 Ma y se sugiere que el relieve actual todavía conserva la influencia del engrosamiento de la secuencia sedimentaria en la CTM.

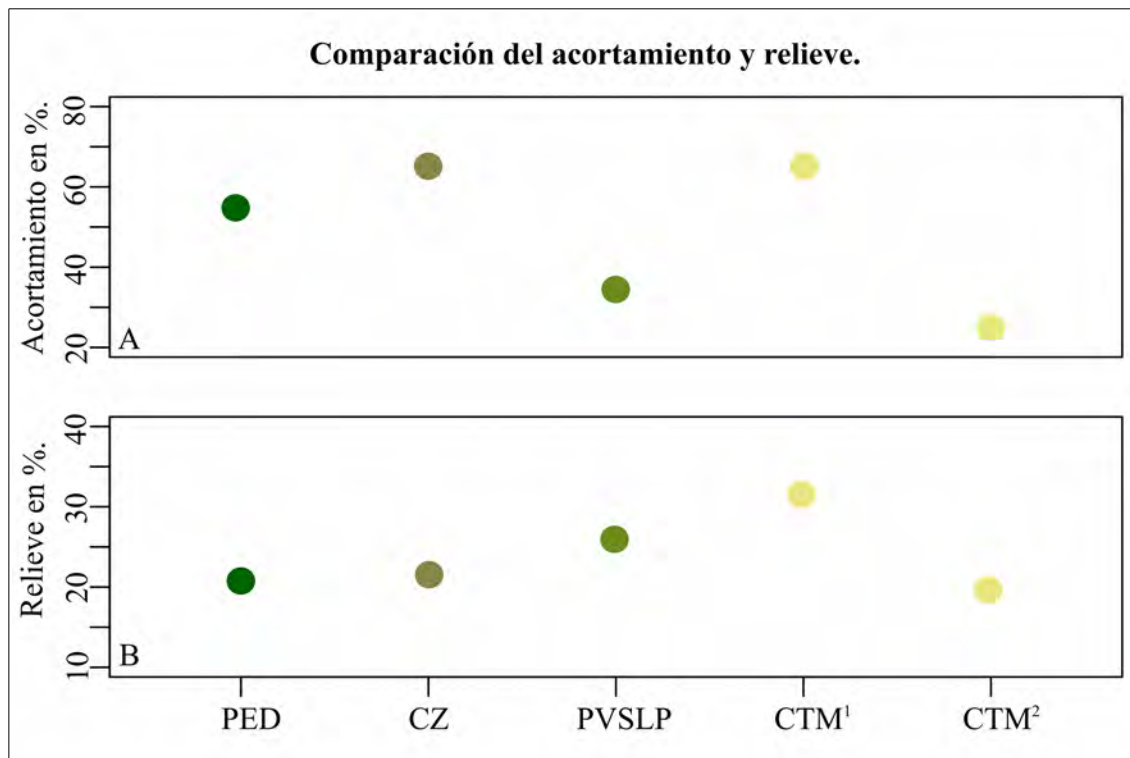


Figura 5.21.- A) Acortamiento estimado de cada elemento paleogeográfico Fitz-Díaz *et al.* (2014), B) porcentaje del relieve de cada elemento paleogeográfico. La comparación indica que existe una relación con los dos porcentajes de acortamiento en la CTM y los dos porcentajes del relieve.

6.- Conclusión y discusión.

El análisis de la distribución de los valores elevados del índice k_{sn} y las anomalías detectadas con el índice SL , sugieren un levantamiento en la CZ y CTM de la porción centro-sur del CPCM. El Río Extoraz no tiene un dominio de valores altos k_{sn} ni anomalías detectadas con el índice SL , por lo tanto el levantamiento en la CZ estaría restringido a la porción sur. La mayoría de picos en el índice k_{sn} están asociados a cabalgaduras y pliegues que probablemente tienen una reactivación en el Neógeno, registrada por Carrillo-Martínez y Suter (1982).

Los transectos del perfil longitudinal del Río Moctezuma en la CZ y CTM no tienen cambios significativos de pendiente del lecho rocoso, se interpreta como una anomalía tectónica que evita que el perfil tenga una morfología decreciente, se refleja en valores altos del índice k_{sn} , pero en valores SL correspondientes a 0. La CZ y la CTM litológicamente son similares y por lo tanto podrían tener la misma susceptibilidad a la erosión generada por un levantamiento, por lo tanto los valores en los índices k_{sn} y SL son casi iguales en el Río Moctezuma.

En los *boxplots* se observó un predominio de *outliers* en la CZ y un dominio de valores por encima del valor intermedio en la CTM; mientras que en los *errplots* se observó que las desviaciones estándar (1σ) en la CZ y CTM son elevadas (valores promedio de 5 en logaritmo natural); por lo que el levantamiento puede estar reflejado en una heterogeneidad de las características morfométricas de la CZ y CTM de la porción centro-sur del CPCM.

En análisis de retroceso de las *knickzones* aguas arriba indica que en la porción suroeste de la PVSLP y la noreste de la CZ, el relieve tienen una respuesta erosiva a la reactivación de las cabalgaduras y los pliegues. Las distancias de retroceso aguas arriba son cortas y no superan los 14 km, posiblemente la respuesta a la reactivación de las cabalgaduras y los pliegues es reciente.

En la estimación de la curva hipsométrica, los valores cercanos a 1 en el lecho rocoso del Río Moctezuma en la CZ y la CTM indican un exceso de volumen, lo anterior sugiere una

anomalía por que la continua actividad fluvial debería generar una pérdida de volumen reflejada en valores cercanos a 0; se interpreta que un levantamiento genera un exceso de material reflejado en una convexidad hacia arriba en el transecto del Río Moctezuma de la CZ y CTM. El *swath profile* en el transecto correspondiente con la CTM tiene una diferencia alta en las elevaciones máximas y mínimas, lo que sugiere un incremento en la incisión del Río Moctezuma, producto de un levantamiento .

Posiblemente los procesos tectónico-volcánicos asociados al régimen actual de subducción plana y que generan el CVTM, puedan tener una influencia en la evolución del relieve de la CZ y la CTM. Sin embargo la cartografía del índice k_{sn} no muestra que en la frontera con el CVTM predominen valores elevados (con excepción del Río Moctezuma), tampoco se observó una tendencia decreciente de los valores k_{sn} al noreste (el índice SL muestra una transición aguas abajo al noreste que refleja el gradiente natural de la cuenca hidrográfica) que sugiera que la influencia de los procesos tectónico-volcánicos producto de la subducción plana disminuya al noreste; por lo anterior no se puede descartar que la isostacia pueda tener una influencia en la respuesta erosiva del sector centro-sur del CPCM.

7.- Bibliografía.

Adams, J. (1985). Large-scale tectonic geomorphology of the Southern Alps, New Zealand. En: M. Morisawa y J.T. Hack (Eds.), *Tectonic Geomorphology*. Boston: Allen and Unwin.

Aguayo, C. J., Sandoval, O. J., Santillán, P. N., Araujo, M. J. (2006). Geología regional de la Cuenca de Chicotepec del centro-oriente de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramientos. III Simposio de la Investigación y Desarrollo en la Facultad de Ingeniería.

Ahnert, F. (1970). Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268, 243-263.

Aléncaster, G., Torres-Hernández, R., Tristán-gonzález, M., Barbosa-Gudiño, R., López-Doncel, R., Pons, J.M., Omaña, L. (1999). El Abra Formation in the western part of the Valles-san Luis Potosí Platform(Mexico): *Erlanger Geologische Abhandlungen*, Sonderband 3, 7-8.

Alzaga-Ruiz, H., López, M., Roure, François., Séranne, Michel. (2009). Interactions between the Laramide Foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 951-973.

Attal, M., Tucker, G.E., Whittaker, A.C., Cowie, P.A. y Roberts, G.P. (2008). Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: influence of dynamic channel adjustment. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 113, F03013.

Baldwin, J.A., Whipple, K.W. y Tucker, G.E. (2003). Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2158.

Bello, M. R.(1978). *Estudio Estratigráfico de Rocas Sedimentarias en 13 Pozos*

Localizados en la Porción Meridional de la Faja de Oro (Tesis de Licenciatura), Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 85 págs, 10 láms. y dos secciones.

Bird, P. (1988). Formation of the Rocky Mountains, western United States: A continuum computer model, *Science*, 239, 1501-1507.

Bishop, P. (2007). Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes: *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 329-265.

Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D. y Artza, I.L. (2005). Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 767-778.

Bonnet, S. y Crave, A. (2003). Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonics versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31, 123-126.

Brocklehurst, S.H. y Whipple, K.X. (2002). Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. *Geomorphology*, 42, 1-24.

Brocklehurst, S.H. y Whipple, K.X. (2007). Response of glacial landscapes to spatial variations in rock uplift rate. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02035.

Burbank, D., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R., Brozovic, N., Redi, M. y Duncan, C. (1996). Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379, 505-510.

Campa-Uranga, M.F. (1985). The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in Mexican territory. En: D.G. Howell, D.L. Jones, A. Cox, A.M. Nur (eds.), *Stanford University Publications, Geological Sciences*, 18, 44-46

Cantú-Chapa, A. (1971). La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, 17-40.

Carrasco-Velázquez, B.E., Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E. (2009). Estratigrafía de la Formación El Morro del Paleoceno Eógeno en Zimapán, Hidalgo. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 403-417.

Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, 73-96.

Carrillo-Bravo, J. (1971). La plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23, 106 p.

Carrillo-Martínez, M. (1981). Contribución al estudio geológico del Macizo Calcáreo El Doctor, Querétaro. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5(1), 25-29.

Carrillo-Martínez, M. (1989). Estratigrafía y tectónica de la parte centro-oriental del Estado de Querétaro. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 8(2), 188-193.

Carrillo-Martínez, M. (1990). Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental entre Peñamiller y Jalpan, Estado de Querétaro, *Revista del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*, 9(1), 62-70.

Carrillo-Martínez, M. (1998). Hoja Zimapán 14Q-E(7); resumen de la geología de la hoja Zimapán, estados de Hidalgo y Querétaro. Carta Geológica de México, Serie de 1: 100,000, 24, 32 pp.

Carrillo-Martínez, M. y Suter, M. (1982). *VI Convención Geológica Nacional. Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro*. México, D. F.: Sociedad Geológica Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Carrillo-Martínez, M., Valencia I, J. J. y Vázquez, M. E. (2000). Geology of the southwestern Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt, east-central Mexico; a review. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75,145-158.

Carrillo-Martínez, M., Velázquez, G. y Cepeda Dávila, L. (1986). Contribución al estudio petrográfico y químico de areniscas del Jurásico superior, Estados de Querétaro e Hidalgo. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 6(2),269-271.

Castillo, M., y Lugo-Hubp, J.L. (2011). Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológico-geomorfológico del español. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (63)2, 353-364.

Castro, M. J. T. y Martínez, R.E. (1977). Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazonés, in Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Instituto Mexicano del Petróleo Subdirección Técnica de Exploración., Informe inédito, 68 p.

Chauvé, P., Fourcade, E. y Carrillo-Martínez, M. (1985). Les rapports structuraux entre les domaines cordillerain et mesogéen dans la partie centrale du Mexique. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie de Sciences*, 2(3), 335-340.

Clarke, B.A., Burbank, D.W. (2010). Bedrock fracturing, threshold hillslopes, and limits to the magnitude of bedrock landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 577-586.

Collado, P.M. (1969). Exploración geológica del área de Miquihuana, Tamaulipas, IG-515. Petróleos Mexicanos, México, Informe inédito.

Coney, P. J. (1978). Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics. *Geological Society of American Memories*, 152, 33-50.

Contreras, J., y Suter, M. (2015). Mechanical stability model of progradational carbonate platform margins under tectonic loads: Deformation of Cretaceous carbonate platforms in the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt (east central Mexico). *Journal of Geophysical Research*, 120, 1288-1308.

Crosby, B.T., Whipple, K.X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within

fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82, 16-38.

Crosby, B.T., Whipple, K.X., Gasparini, N.M. y Wobus, C.W. (2007). Formation of fluvial hanging valleys: theory and simulation. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112, F03S10.

Cushman, J.A., y Trager, E.A. (1924). New Formation in the Tampico Embayment Region. *Bulletin of Geological Society of America*, (35), 100 p.

Dávila-Alcocer V. M., Centeno-García E. y Meriggi, L. (2013). Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 83-98.

Dávila-Alcocer, V. M., Centeno-García, E., Valencia V. y Fitz-Díaz, E. (2009). Una nueva interpretación de la estratigrafía de la Región de Tolimán, Estado de Querétaro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 491- 497.

Davis, W.M. (1932). Piedmont benchlands and Primärrümpfe. *Geological Society of America Bulletin*, 43, 399-440.

Densmore, A.L., Anderson, R.S., McAdoo, B.G., Ellis, M.A. (1997). Hillslope evolution by bedrock landslides. *Science* 275, 369-372.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G. M. y Marret, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.

England, P. y Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18, 1173-1177.

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G. y Pluijm, B. (2014). Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (central Mexico): Evidence from isotopic dating of folds and faults. *Internacional Geology Reviews*, 56(6), 734 -755.

Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vázquez-Serrano, A., (2012). The role of folding in the development of the Mexican Fold-Thrust Belt, *Geosphere*, 8(4), 931-949.

Flint, J. (1974). Stream gradients as a function of order magnitude and discharge. *Water Resources Research*, 10, 969-973.

Frankel, K.L., Pazzaglia, F.J., Vaughn, J.D. (2007). Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels: *Geological Society of America Bulletin*, 119, 476-486.

Fries, C. Jr. y Rincón Orta, C. (1965). Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría. *Boletín del Instituto de Geología*, 73, 57-133.

Gardner, T.W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 664-672.

Garfias, V. R. (1915). The oil region of north eastern Mexico. *Economic Geology*, 10, 195 pp.

Gilbert, G.K. (1877). Report on the Geology of the Henry Mountains: Washington, D.C., Government Printing Office, 160 p.

Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the United States Geological Survey*, 1, 421-429.

Hayakawa, Y., y Matsukura, Y. (2003). Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan and a predictive equation: *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 675-684.

Heim, A. (1926). Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México): *Eclogae Geologicae Helveticae*, 20(1), 84-87.

Heim, A. (1940). The From Ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33, 315-352.

Hernández-Jáuregui, R. (1997). *Sedimentación Sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano Medio-Campaniano) y Modelado Cinemático de la Cuenca de Flexura de Maconí, Querétaro.*(Tesis de maestría). Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, D.F., México.

Howard, A., Kerby, G. (1983.) Channels changes in badlands: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 739-752.

Howard, A.D., Dietrich, W.E. y Seidl, M.A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 99, 13971-13986.

Huggett, R.J. (1975). Soil landscape systems: a model of soil genesis. *Geoderma* 13, 1-22.

Imlay, R.W. (1944). Correlations of the Cretaceous Formations of the Greater Antillas, Central America, and Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 55,1005-1046.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2013). Anuario estadístico y geográfico de Hidalgo. México:INEGI.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2014). Anuario estadístico y geográfico de Querétaro. México:INEGI.

ITC. (2005). *ILWIS 3.3. Academic User' s Guide*. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. Enschede. 530 p.

Jeffreys, G. (1910). Reporte geológico de la American Gulf Oil Company: Reporte no publicado.

Johnson, J.P. y Whipple, K.X. (2007). Feedbacks between erosion and sediment

transport in experimental bedrock channels. *Earth Surface Processes and Landforms. Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1048-1062.

Kirby, E. y Whipple, K.X. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29, 415-418.

Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. y Chen, Z. (2003). Distribución of active rock uplift along eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2217.

Kirby, E., y Whipple, K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.

Korup, O. (2006). Rock-slope failure and the river long profile. *Geology*, 34, 45-48.

Korup, O., Montgomery, D.R. y Hewitt, K. (2010). Glacier and landslide feedbacks to topographic relief in the Himalayan syntaxes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107, 5317-5322.

Lambeck, K. (2005). Isostasy, en Schwartz, M.L. (ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*: Dordrecht, Springer, 1211 p.

Lawlor, P J., Ortega Gutierrez, F., Cameron, K L., Ochoa Camarillo, H., Lopez, R; Sampson, D E. (1999). U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1-2),73-99.

López-Doncel, R. (2002). Estudios estratigráficos y deposicionales de la Formación Soyatal (Turoniano), en la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro, porción centro-occidental del estado de San Luis Potosí (resumen), en XVI Convención Geológica Nacional, Puerto Vallarta, Jalisco: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, 335-336.

López-Ramos, E. (1979). *Geología de México. Tomo II, 2da. Edición*. D.F., México.

Lugo-Hubp, J. (2011). *Diccionario geomorfológico*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía. Geografía para el siglo XXI, Textos

universitarios núm 7. México D,F, México.

Luirei, K., Bhakuni, S.S. y Kothyari, G.C. (2015). Drainage response to active tectonics and evolution of tectonic geomorphology across the Himalayan Frontal Thrust, Kumaun Himalaya. *Geomorphology*, 259, 58 -72.

Martínez, R. E., y Bello, M. R.(1977). Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al Norte Poniente de la Faja de Oro, entre el Río Cazones y el Estero La Laja, en Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Instituto Mexicano del Petróleo Subdirección Técnica de Exploración., Informe inédito, 110 p.

Mendoza-Rosales, C.C. (1990). *Estructura del sector Saja (Cabalgadura El Doctor) estados de Hidalgo y Querétaro*, (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, D.F.

Merritts, D., y Bull, W.B. (1989). Interpreting Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, northern California, from uplifted marine terraces. *Geology*, 5(17), 1020-1024.

Merritts, D., y Vincent, K.R. (1989). Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 5(101), 1373-1388.

Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., y Sullivan, K. (1998). The role of GISin watershed analysis, in Lane, S.N., Richards, K.S., and Chandler, J.H.,eds., *Landform monitoring, modelling and analysis*: Chichester, England, John Wiley and Sons, p. 241–261.

Montgomery, D.R., y López-Blanco, J. (2003). Post-oligocene river incision, southern Sierra Madre Occidental, México. *Geomorphology*, 55, 235-247.

Muir, J. (1936). Geology of the Tampico Region. Mexico. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 280 p.

Nava-Urrego, L.M. (2008). *Caracterización geoquímica e isotópica de vetas asociadas a estructuras de acortamiento en el área de vizarrón-san joaquín-tamazunchale en los estados de Querétaro, Hidalgo, San Luis Potosí y Veracruz* (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, D.F., México.

Nava, P. L. y Alegría, L. M. A. (2001). *Los Sistemas Petroleros de la Región de Tampico-Misantla*. (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, D.F., México.

Nieto-Serrano, J.O. (2010). *Análisis estratigráfico de la secuencia sedimentaria del Grupo Chicontepec*. (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, D.F., México.

Ochoa-Camarillo, H. (1996). Geología del anticlinorio de Huayacocotla, en la región de Molango, estado de Hidalgo. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. 91 p.

Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B. E., and Silva-Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.15(1), 57-63.

Ortega-Flores, B. (2011). *Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano*. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, D.F., México.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton T, F., y Ortega-Obregón, C. (2014). Detrital-zircon record of major Middle Triassic-Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *Internacional Geology Review*, 56(2), 237-261.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J. y Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia a proterozoic

microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.

Padilla y Sánchez, J. R. (1986). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19-42.

Penck, W. (1924). *Die Morphologische Analyse*: Stuttgart, Engelhorn, 283 p.

Pérez Campos, X., *et al.* (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central México, *Geophysical Research Letters*, 35, L18303.

Pessagno, E. A. (1969). Upper Cretaceous stratigraphy of the western Gulf coast area of Mexico, Texas and Arkansas. *Geological Society of America Memorial*, 111. 139p.

Petróleos Mexicanos (PEMEX). (1988). *Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico: México, D.F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación ejecutiva de Exploración, Informe inédito*, 216 p.

Pike, R.J. (1964). Some morfometric properties of the lunar surface-a preliminary investigation from lunar aeronautical charts: *Cornell Aeronautical Laboratory*, Rep. VS-1985-C-1, Buffalo, New York, 112 p.

Pike, R.J., y Wilson, S.E. (1971). Elevation-Relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitud analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1079 -1084.

Ruhe, R. V. (1975a) Climatic geomorphology and fully developed slopes. *Catena*, 2, 309–20.

Ruhe, R. V. (1975b). *Geomorphology: Geomorphic processes and surficial geology*. Boston: Houghton Mifflin Company. 246 p.

Ruíz, J., Patchett, P. J. y Ortega, G.F. (1988). Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.

Saleeby, J. (2003). Segmentation of the Laramide slab: Evidence from the southern Sierra Nevada region, *Geological Society of America Bulletin*, 115, 655-668.

Sánchez-Bermeo, G., y Ramírez-García, M.F. (2005). Carta geológico minera San Pablo Tolimán E14-C57, Estado de Querétaro, escala 1:50000. Pachuca, Hidalgo. Servicio Geológico Mexicano, informe técnico, 55 p.

Santamaría, O. D., Arenas, P. R. y Escamilla, H. A. (1990). Normalización de la nomenclatura estratigráfica de las cuencas Mesozoicas de México. (Etapa 1: Zona Norte. Cretácico). Informe del Instituto Mexicano del Petróleo (inédito).

Santillán-Peña, N. (2001). *Geología y Comportamiento de los Deslizamientos en el Vaso de la Presa "Fernando Hiriart Valderrama". Zimapán, Hidalgo.* (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, D.F., México.

Schmidt, K.M., Montgomery, D.R. (1995). Limits to relief. *Science* 270, 617-619.

Seegerstrom K., 1961, Geology of the Bernal-Jalpan area Estado de Querétaro México. *Geological Survey Bulletin*, 1104, 19-83.

Seegerstrom, K. (1956). Estratigrafía y Tectónica del Cenozoico entre México, D.F. y Zimapán, Hidalgo: en XX Congreso Geológico Internacional, México, D.F: México, D.F., Excursiones A-14 y C-6, 311-323 p.

Seidl, M.A., y Dietrich, W, E. (1992). The problem of channel erosion into bedrock. *Catena Supplement*, 10, 51-66.

Sepehr, M. y Cosgrove, J. W. (2007). The role of major fault zones in controlling the geometry and spatial organization of structures in the Zagros Fold-Thrust Belt. *Geological Society of London, Special Publications*, 272, 419-436

Simons, F. S. y Mapes, E.V. (1956). Geology and ore deposits of the Zimapán mining district, State of Hidalgo, Mexico. *United States Geological Survey Professional*

Paper, 284, 128 p.

Simons, F.S y Mapes, E.V. (1957). Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimpán, Hidalgo. *Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales*, 40, 278 p.

Sklar, L. y Dietrich, W. (1998). River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. En: K.J. Tinkler, y E.E. Wohl (Eds.), *Rivers over Rocks: American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 107, 237-260.

Snyder, N., Whipple, K., Tucker, G. y Merritts, D. (2000). Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1250-1263.

Snyder, N., Whipple, K., Tucker, G. y Merritts, D. (2002). Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics. *Basin Research*, 14, 105-127.

Soto, F. (1981). Zonificación microfaunística del Cañón de la Borrega, Tamaulipas. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 13, 7-17.

Stephenson, L.W. (1921). Some upper cretaceous shells of the rudistic Group of Tamaulipas, Mexico, *Proceeding United State Natural History Museum*, 61(2462).

Stolar, D.B., Willett, S.D. y Roe, G.H. (2006). Climatic and tectonic forcing of a critical orogen. En: S.D. Willett, N. Hovius, M.T. Brandon, D.M. Fisher (Eds.), *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Geological Society of America Special Paper*, 398, 241-250.

Strahler, A.M. (1952). Hypsométric (area-altitude curve) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117-1142

Strahler, A.N. (1950). Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis: Part 1. *American Journal of Science*, 248, 673-696.

Suter, M. (1980). Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma river (Hidalgo and San Luis Potosí States). *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 4, 19-31.

Suter, M. (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles- San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental thrust and fold belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1387-1397.

Suter, M. (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1387-1397.

Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central México. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 249-264.

Suter, M. (1990). Geología de la hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. Carta Geológica de México, serie de 1:100,000 No. 22. Universidad Nacional Autónoma de México, D.F., México.

Valencia, I. J. (1996). Implicaciones de la historia térmica de la Plataforma Valles-San Luis Potosí en la distribución de los hidrocarburos y yacimientos minerales. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 45(1),1-19.

Verstappen, H.Th., y Van Zuidan, R.A. (1991). El Sistema ITC para Levantamientos Geomorfológicos. Una Base para la Evaluación de Recursos y Riesgos Naturales. *ITC publicación. Enschede, the Netherlands*, 10, 89 p.

von Engel, O.D. (1940). A particular case of knickpunkte: *Annals of the Association of American Geographers*, 30, 268-271.

Whipple, K.X. (2001). Fluvial landscapes response time: how plausible is steady-state denudation?. *American Journal of Science*, 301, 313-325.

Whipple, K.X. y Tucker, G.E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104, 17661-17674.

White, D. E. (1949). Los yacimientos de antimonio en la región de Soyatal, Estado de Querétaro. Instituto Nacional para las Investigaciones de Recursos Minerales. Boletín No. 21.

Whittaker, A.C., Cowiel, P.A., Attall, M., Tucker, G.E., Roberts, G.P. (2007), Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: implications for predicting river incision rates: *Geology*, 35, 103-106.

Willgoose, G. (1994). A statistic for testing the elevation characteristics of landscape simulation models. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7),13987-13996.

Willgoose, G., Bras, R.L., y Rodríguez Iturbe, I. (1990). A model of river basin evolution: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 71, 1806-1807.

Wilson, B. W., Hernández, J. P. y Meave, T. (1955). Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (18), 1-10.

Wobus, C.W., Crosby, B. y Whipple, K.X. (2006a). Hanging valleys in fluvial systems: controls on the occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 111.

Wobus, C.W., Hodges, K.V. y Whipple, K.X. (2003). Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front?. *Geology*, 10, 861-864.

Wobus, C.W., Whipple, K.X, Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. y Sheenan, D. (2006b). Tectonics from topography: procedures, promise, and

pitfalls. En: S.D. Willet, N. Hovius, M.T. Brandon, D.M. Fisher (Eds.), *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution: Special Paper, Geological Society of America*, 398, 55-74.

Wood, W.F y Snell, J.B.A. (1960). A quantitative system for classifying landforms: *United States Army Natick Laboratory*, Tech, Rep. Ep-124, Natick, Massachusetts, 20 p.

Yussim-Guarneós, S. (2004). *Análisis Geométrico y Fractal de las Fracturas Rellenas en San Joaquín, Querétaro*. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, D.F., México.

Yussim-Guarneros, S. y Montez Cruz, P. (2004). Evidencias geomorfológicas de la actividad neotectónica en San Joaquín, Querétaro: Sierra Madre Oriental, México. Seminario Latinoamericano de Geografía Física. Puerto Vallarta, Jalisco. Abril 28 de 2004.

Páginas web consultadas

<http://www.conagua.gob.mx>

<http://www.esri.com>

<http://www.geomorphtools.com>

<http://www.inegi.org.mx>

<http://www.mathworks.com>

<http://www.qgis.org/>

<http://www.uoguelph.ca/~hydrogeo/Whitebox/index.html>

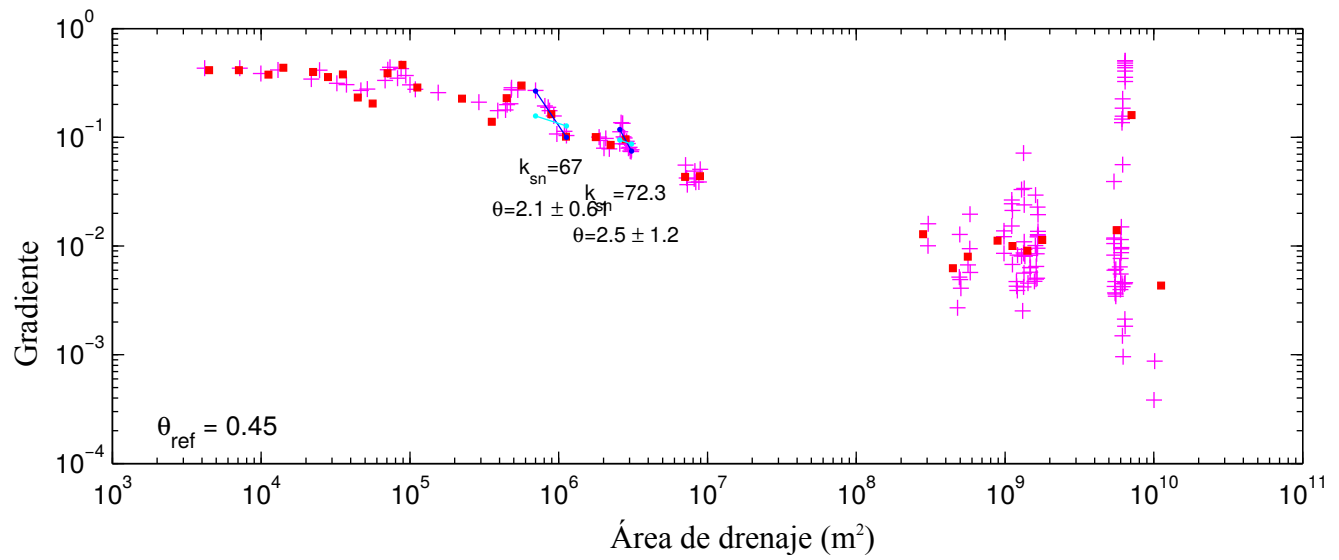
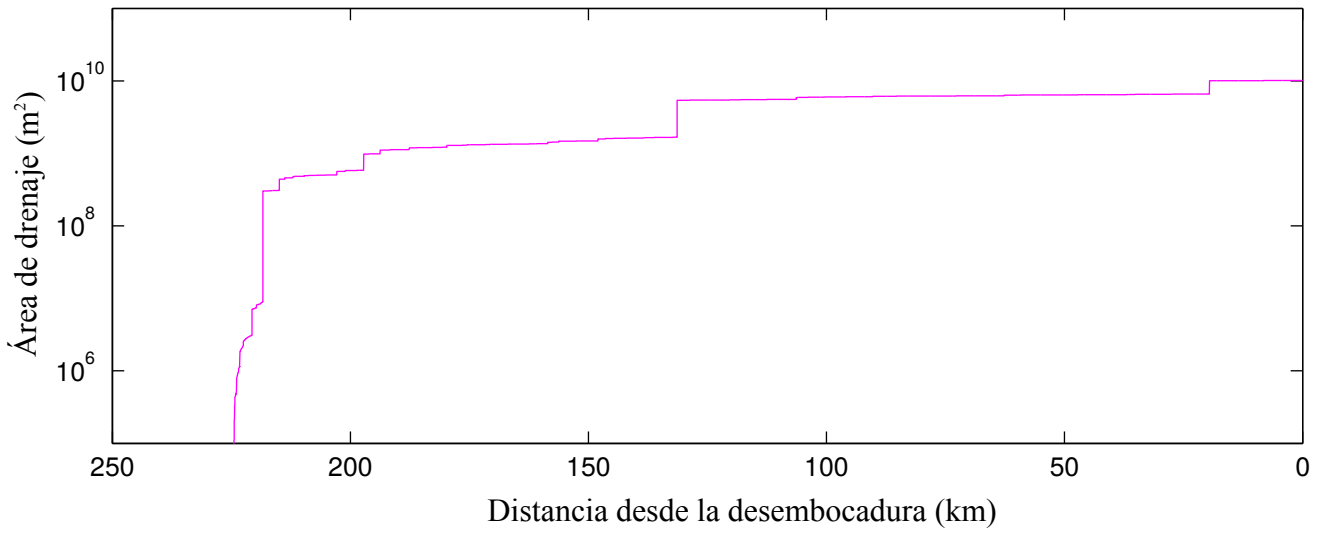
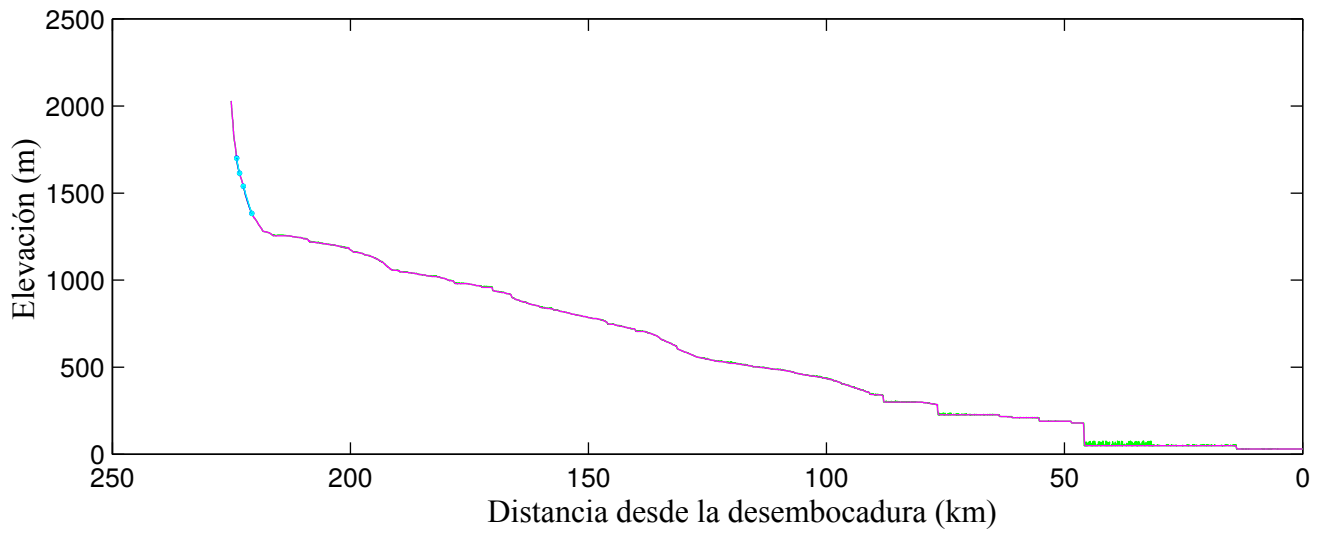
<https://pro.arcgis.com>

“Maps throughout this book were created using ArcGIS® software by Esri. ArcGIS® and ArcMap™ are the intellectual property of Esri and are used herein under license. Copyright © Esri. All rights reserved. For more information about Esri® software, please visit www.esri.com.”

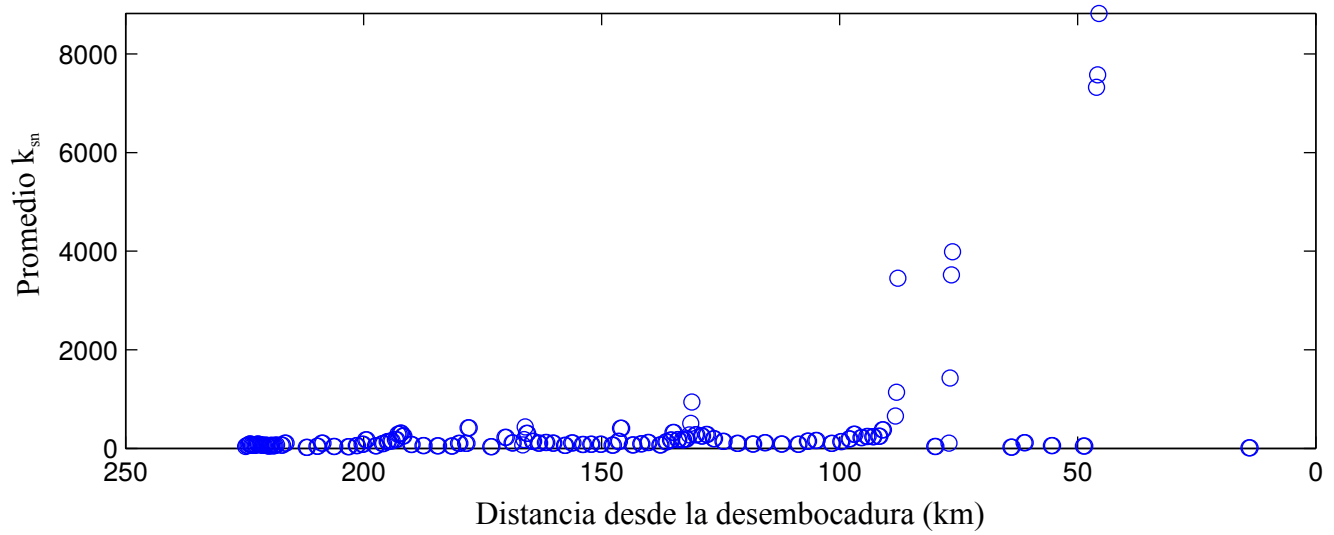
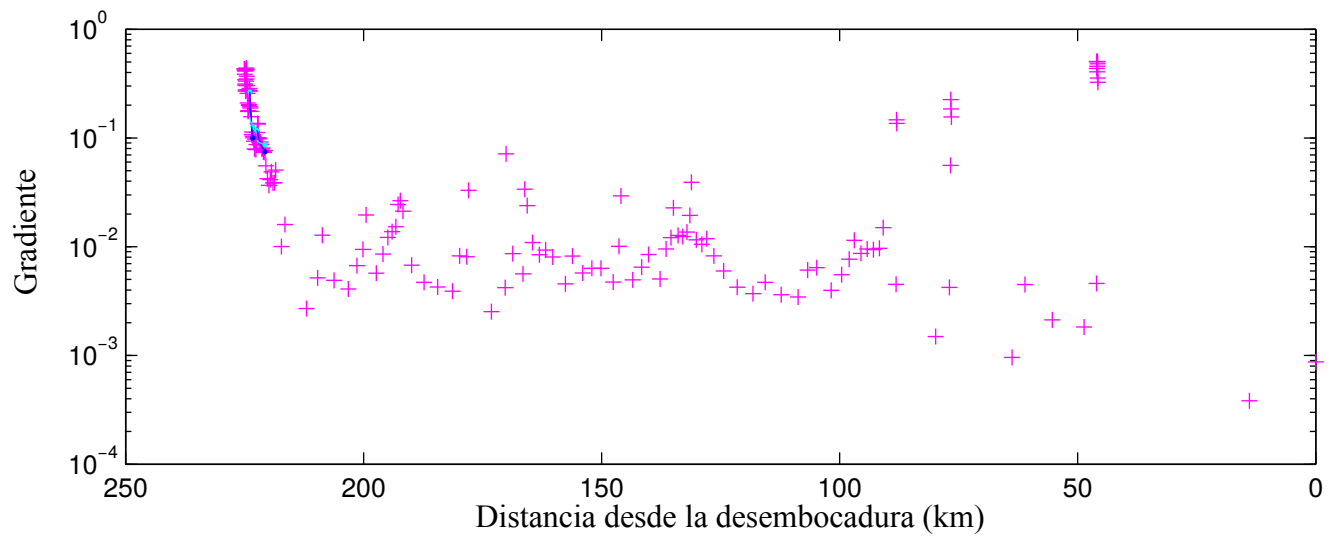
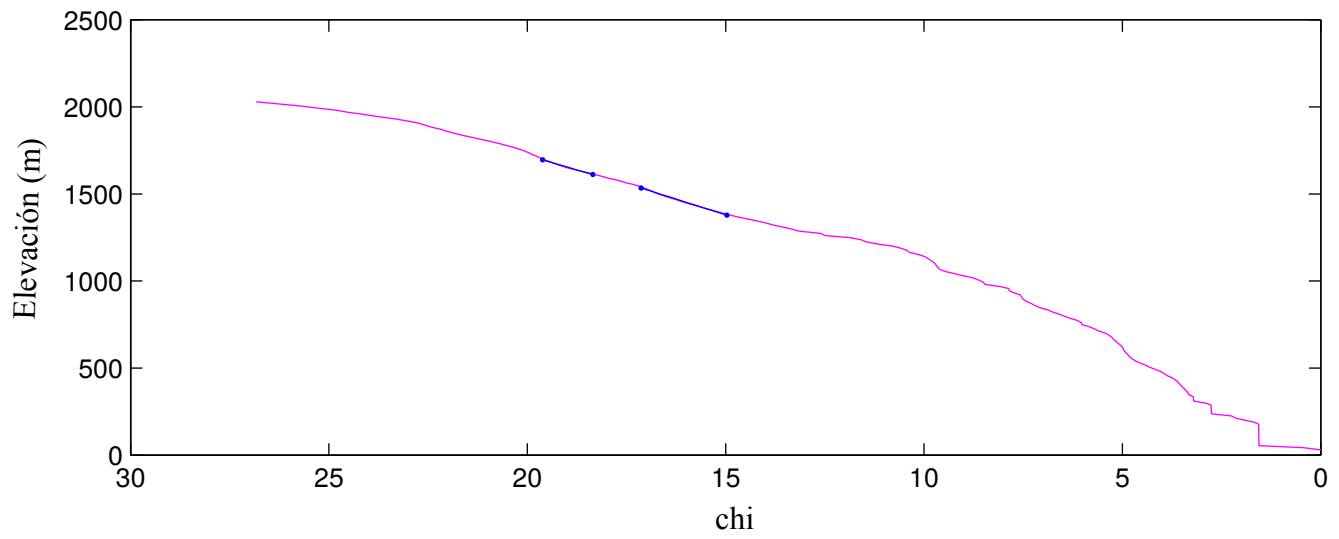
“QGIS Development Team, 2016. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://www.qgis.org/>”

ANEXO

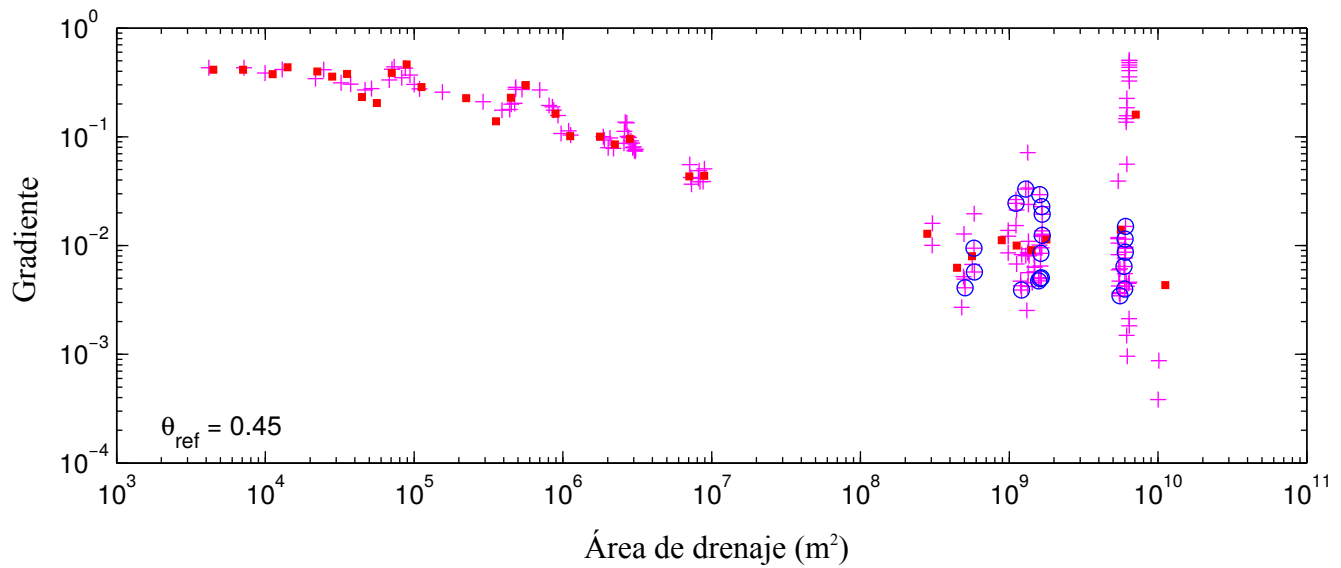
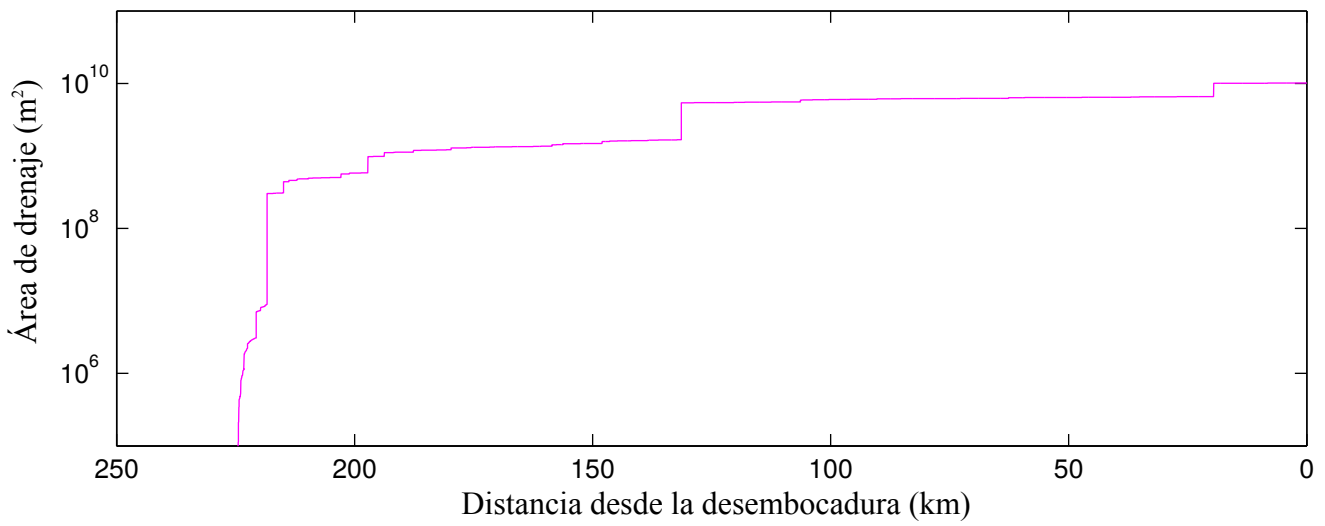
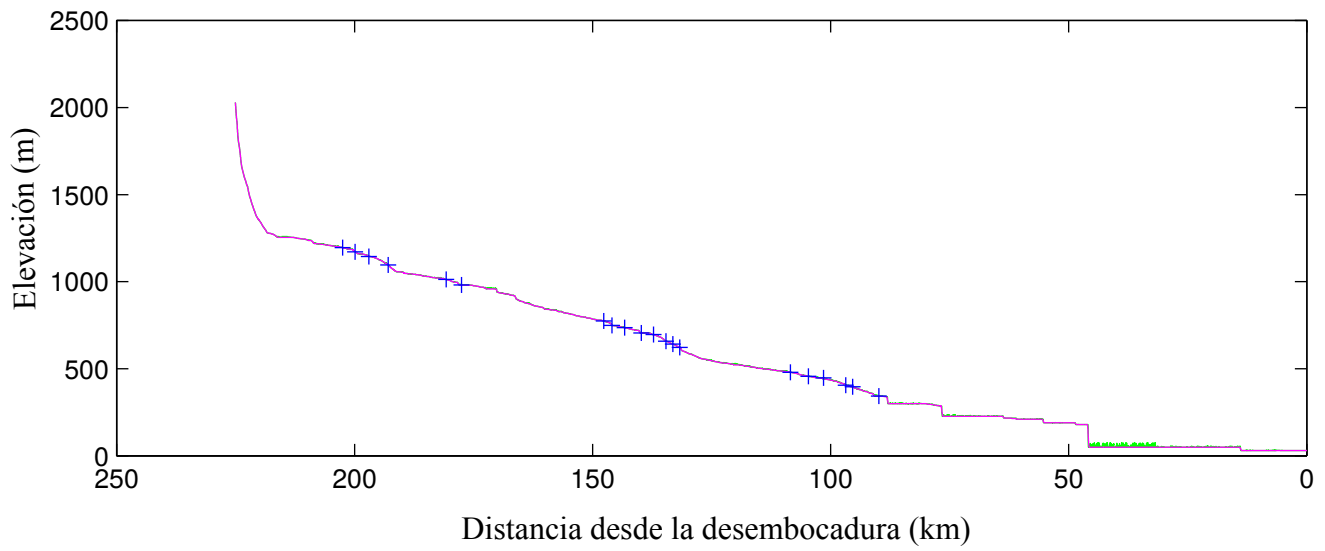
Segmentos sin perturbaciones del perfil longitudinal del Río Extoraz y Moctezuma.



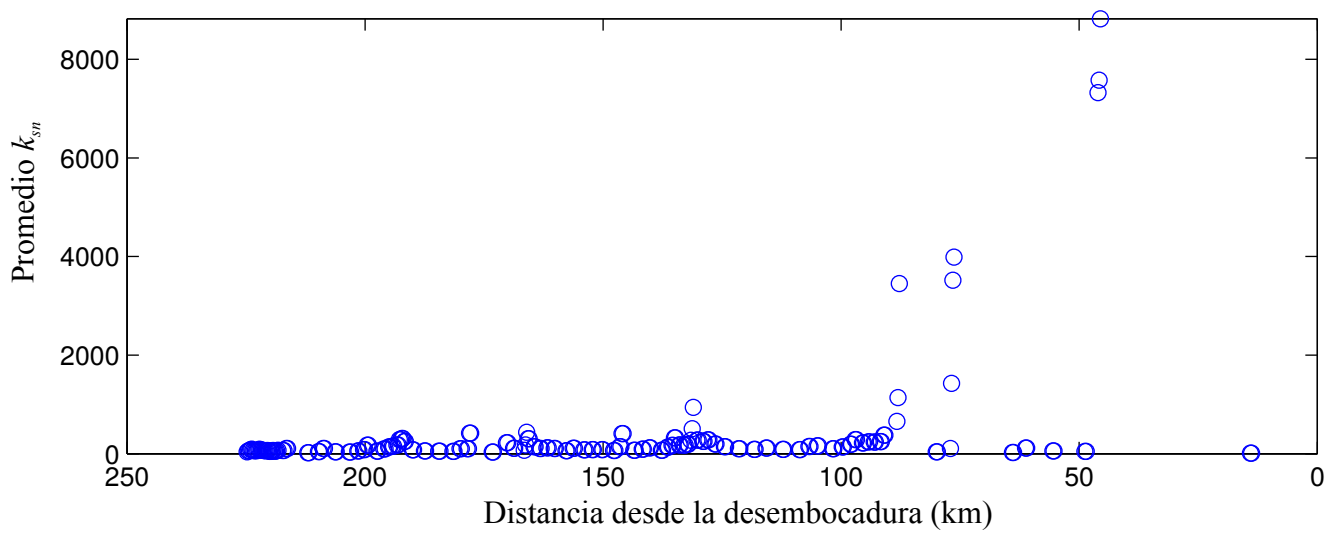
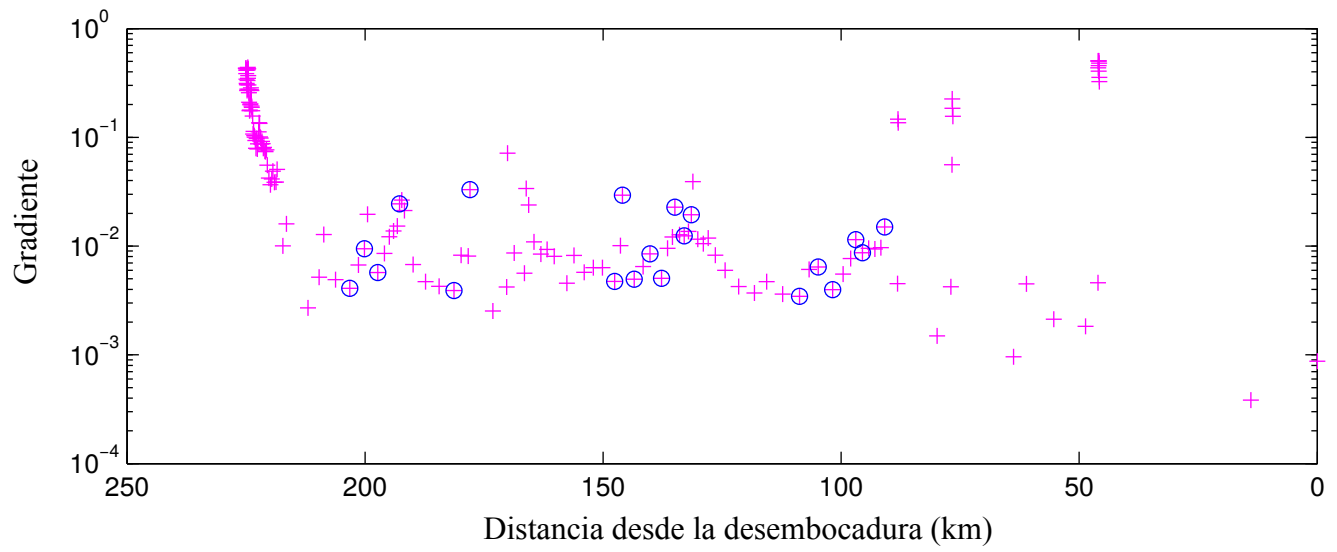
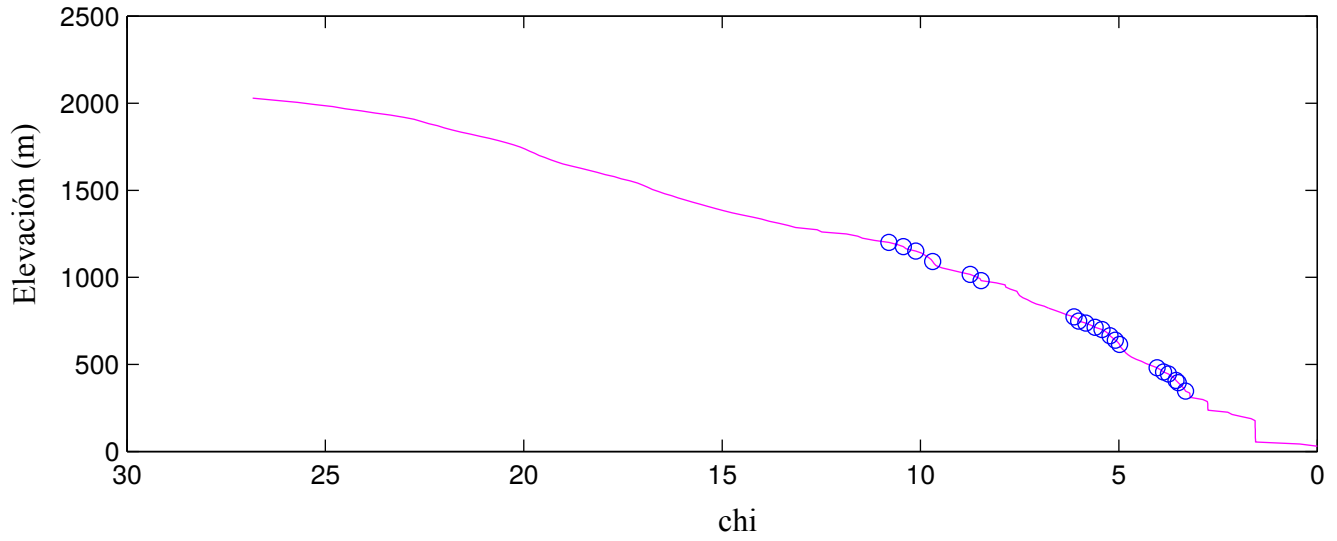
Segmentos sin perturbaciones del perfil longitudinal del Río Extoraz y Moctezuma.



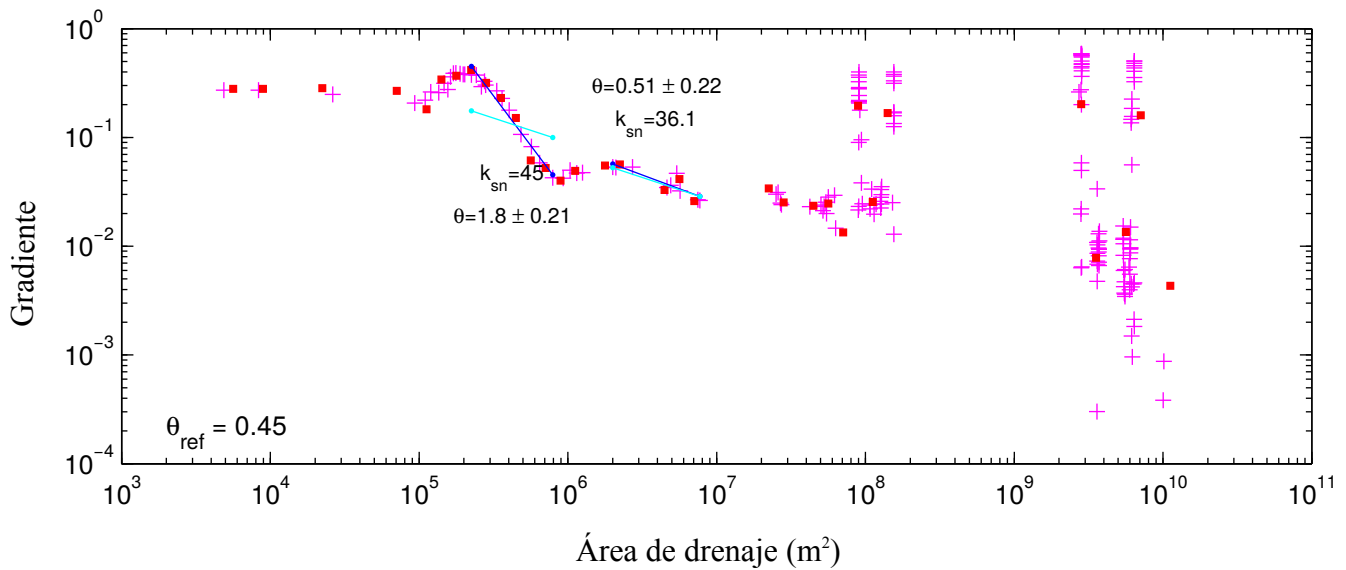
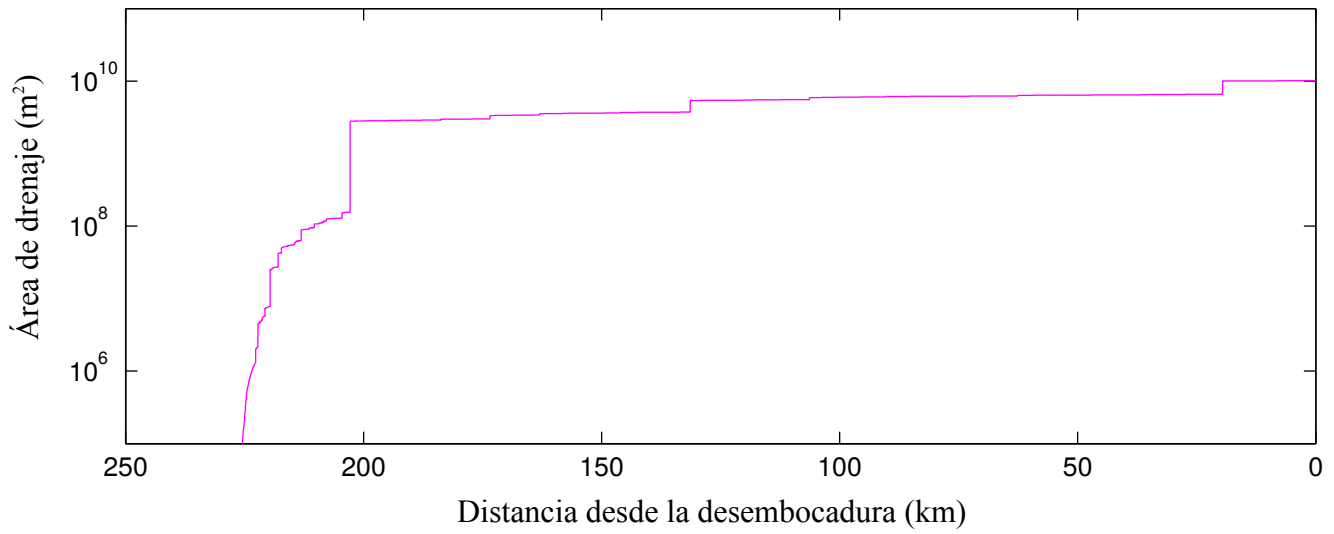
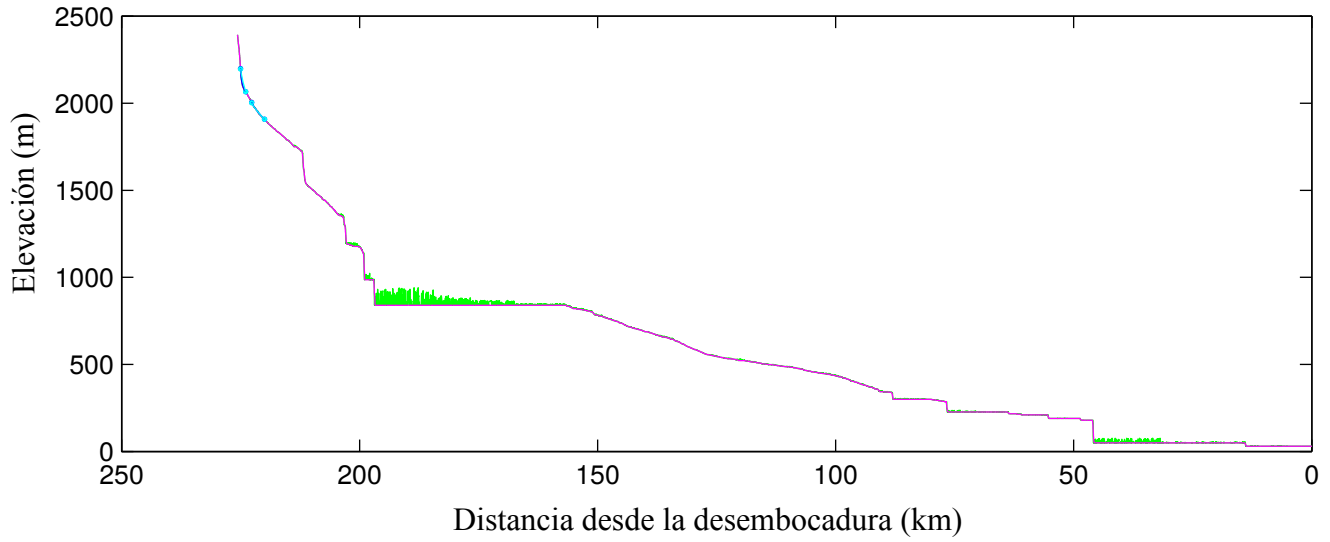
Inicios y finales de las *knickzones* del perfil longitudinal del Río Extoraz y Moctezuma.



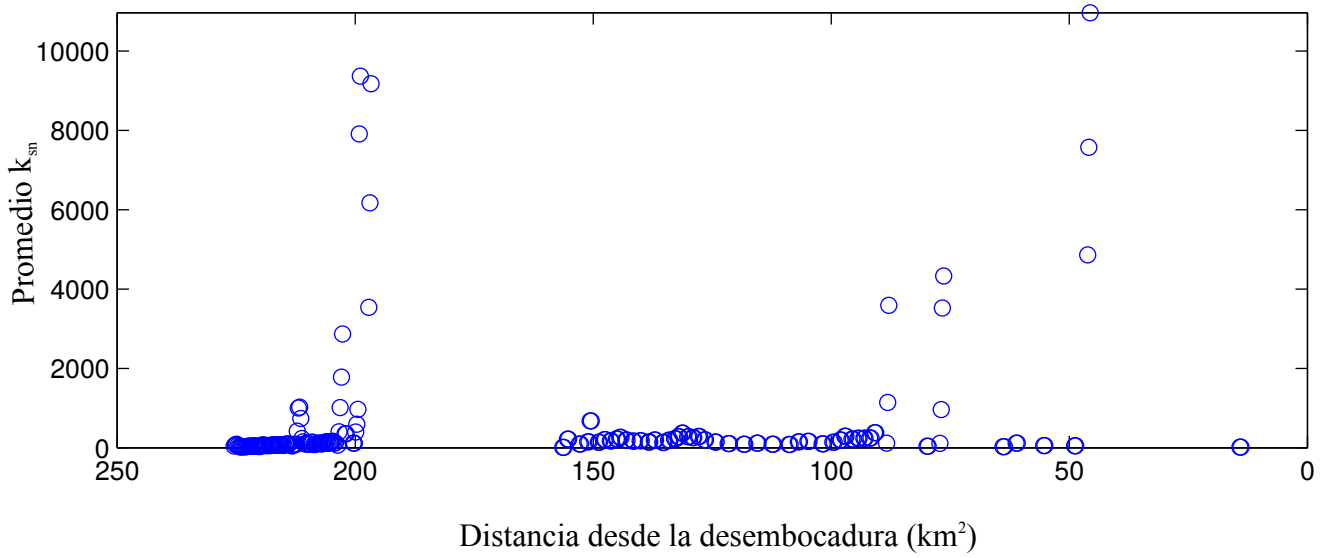
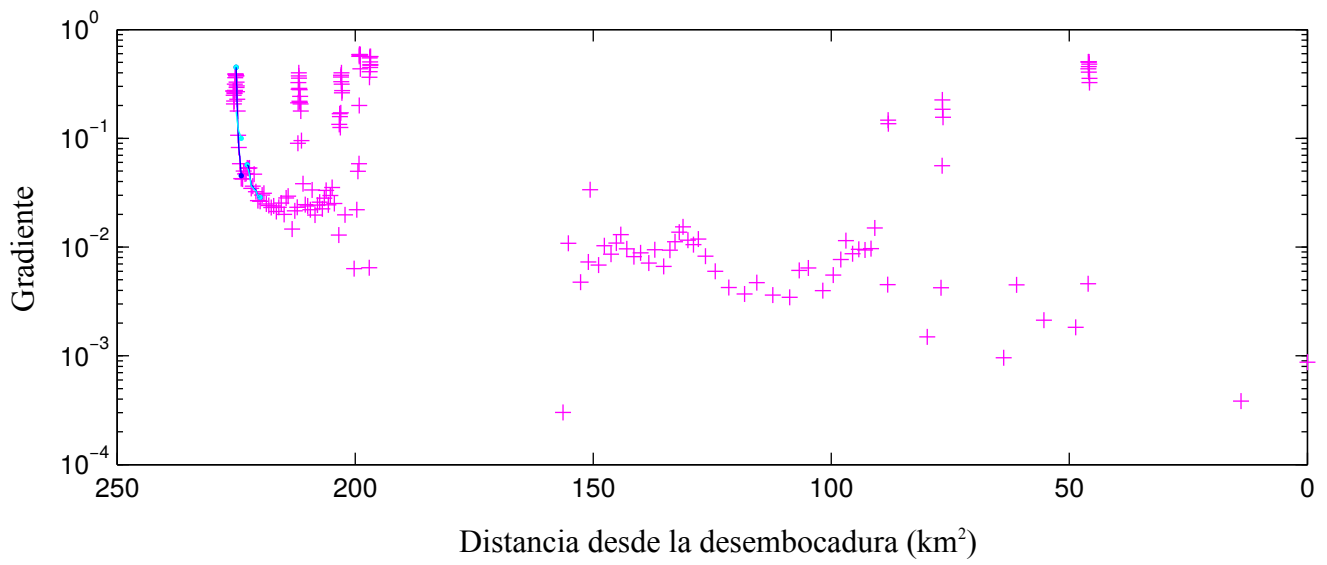
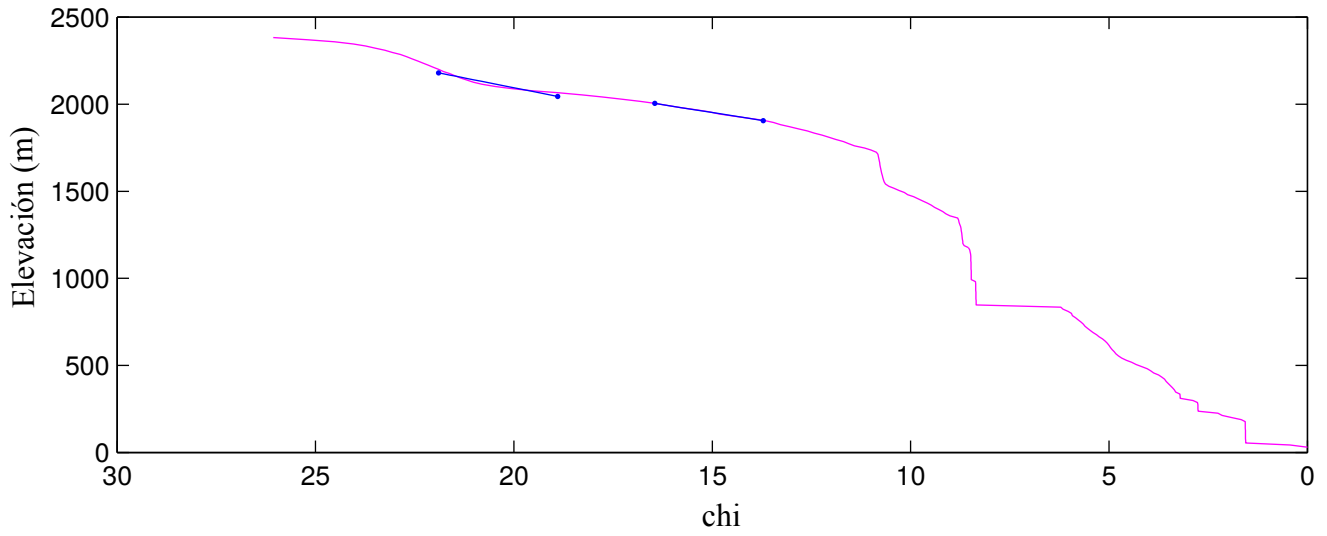
Inicios y finales de las *knickzones* del perfil longitudinal del Río Extoraz y Moctezuma.



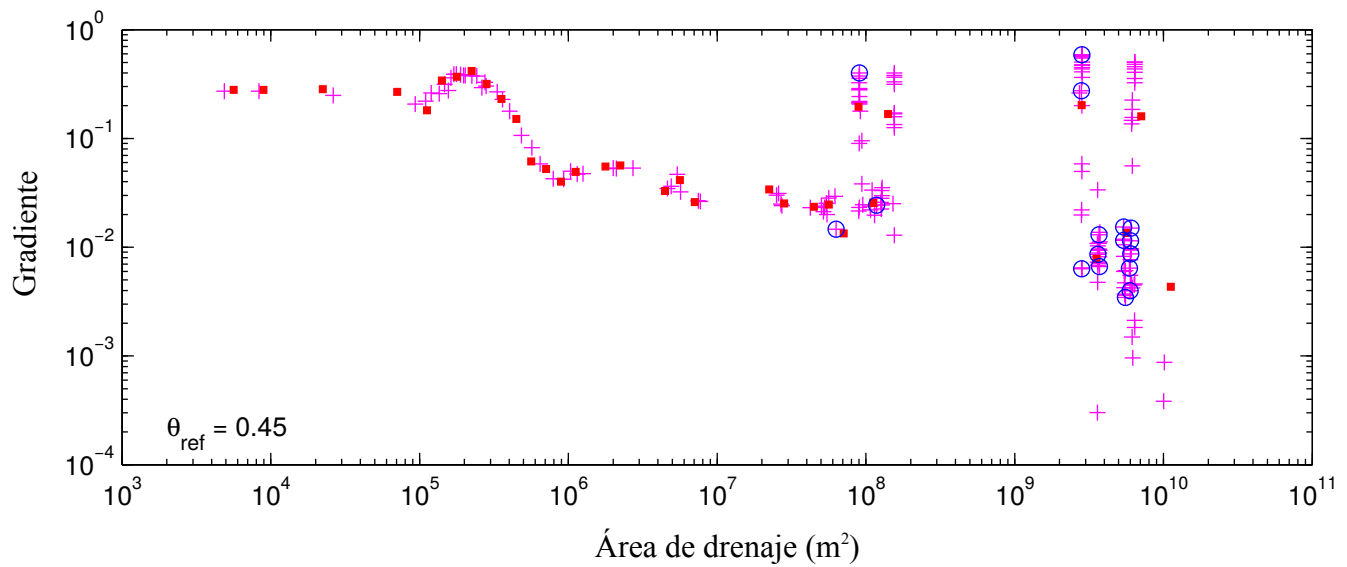
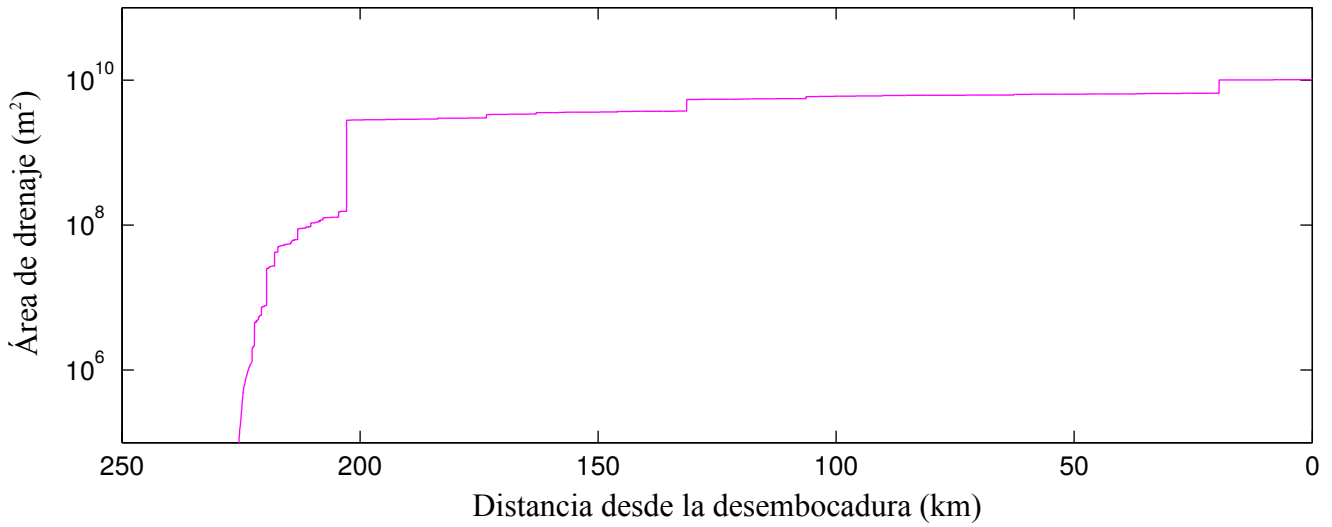
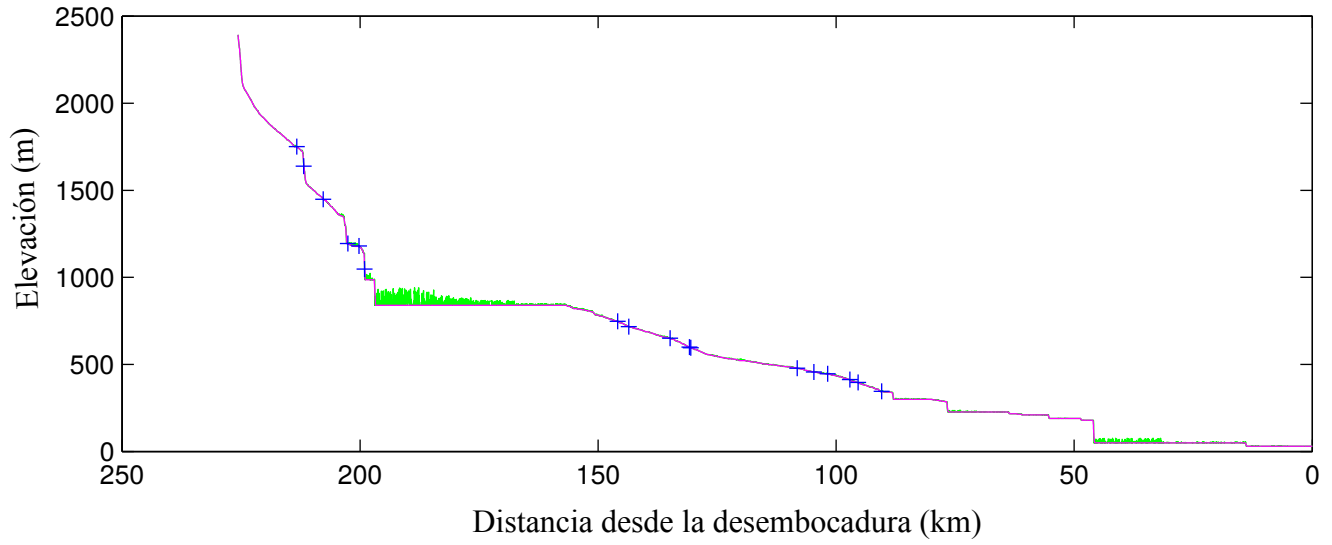
Segmentos sin perturbaciones del perfil longitudinal del Río Moctezuma.



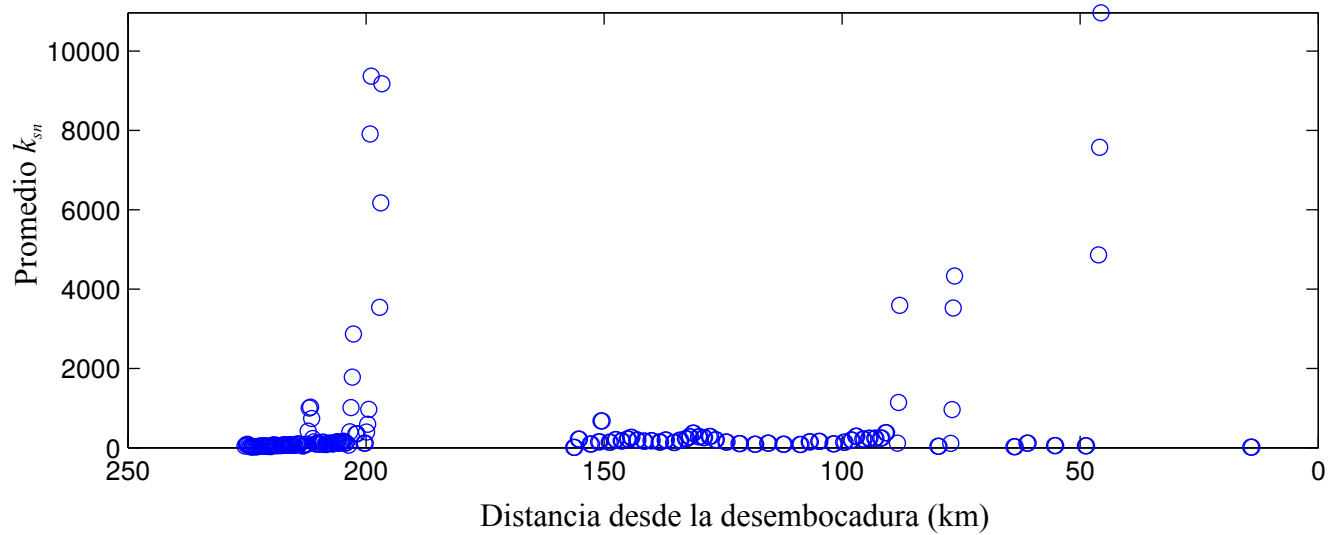
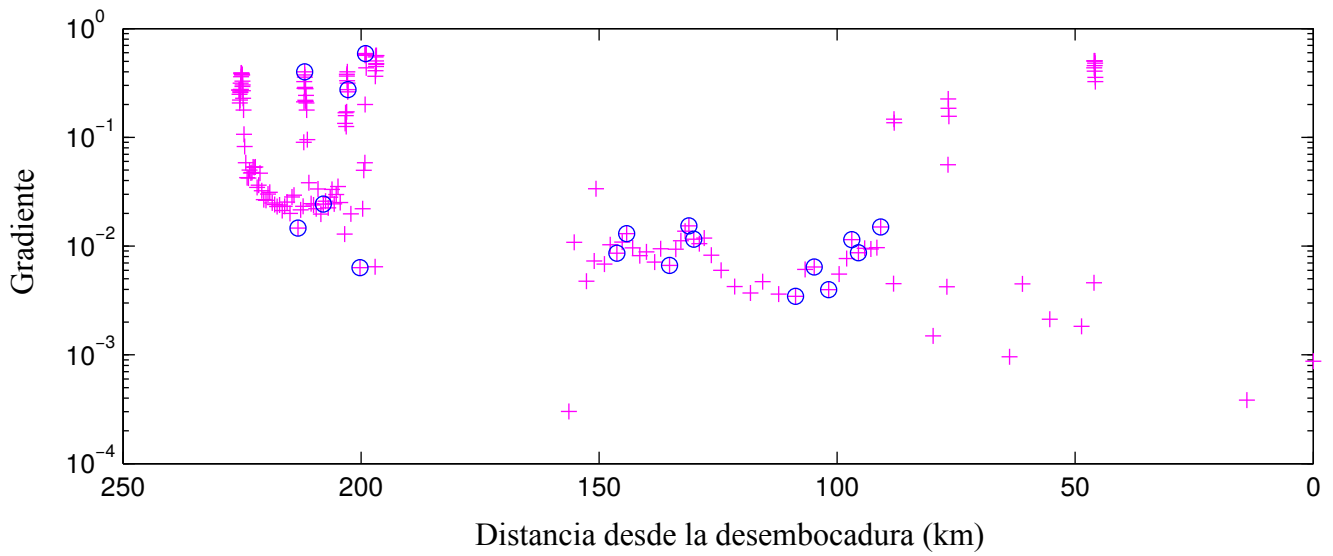
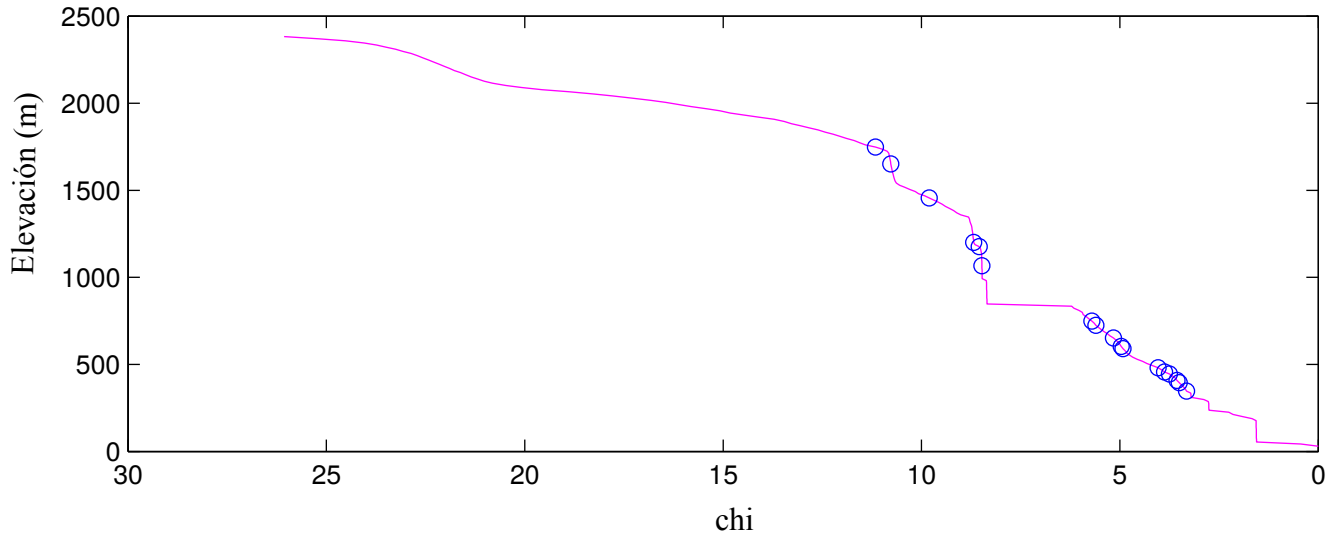
Segmentos sin perturbaciones del perfil longitudinal del Río Moctezuma.



Inicios y finales de las *knickzones* del perfil longitudinal del Río Moctezuma.



Inicios y finales de las *knickzones* del perfil longitudinal del Río Moctezuma.



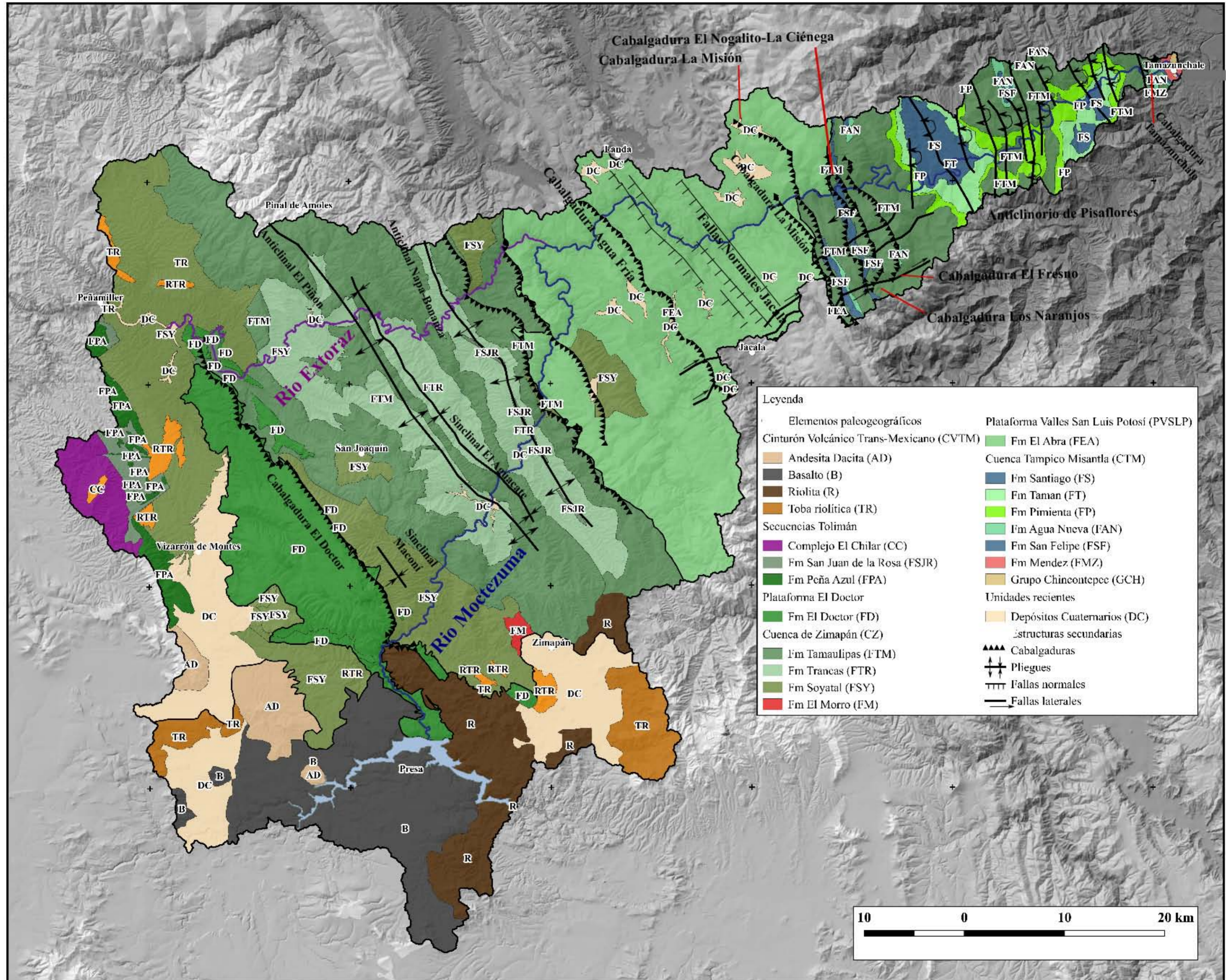
ANEXO.- Mapa geológico del área de estudio.

-99°46'

-98°48'

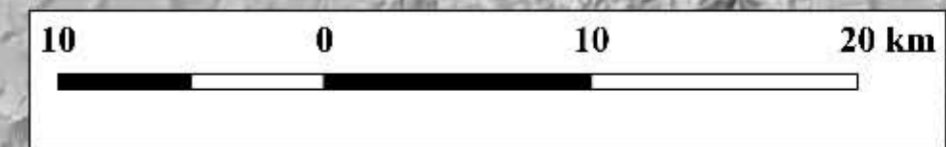
21°09'

21°09'



20°37'

20°37'



-99°46'

-98°48'