



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

Colegio de Geografía

**ESPELEOGÉNESIS Y GEOMORFOLOGÍA DE LA CUEVA
DEL TIGRE. MAZATEPEC, PUEBLA**

TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A:

Salvador Antonio Trejo Pelayo

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Rafael Antonio López Martínez



CD.MX.,2016



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis padres

Agradecimientos.

Al Dr. Rafael Antonio López Martínez, por su asesoría y amistad.

A Hugo Salgado Garrido, Rogelio Hernández Vergara y Alejandro Rodríguez García, por su ayuda, asesoría y compañía durante la elaboración de esta tesis.

Al Instituto de Geología de la UNAM por el apoyo de la beca para realización de tesis.

Este trabajo fue financiado por los proyectos: PAPIIT IA102616 “Estudio de los carbonatos de edad Jurásico Superior y Cretácico de la cuenca de Zongolica, condiciones de depósito y comportamiento en la fase telogenética. Implicaciones paleocológicas, paleobiogeográficas y espeleogenéticas” y National Geographic Society W418-15 “Study and exploration of caves in central Mexico as proxies for paleoenvironmental and landscape evolution”.

A todos los profesores que han sido parte de mi formación.

Índice.	
Introducción.	1
Capítulo 1. Marco Geográfico y Geológico.	4
1.1 Localización del área de estudio.	4
1.2 Características Fisiográficas	6
1.3 Clima e Hidrología	8
1.4 Geología.	10
Capitulo II. Marco Teórico.	17
2.1 Karst y Karstificación.	17
2.2 Procesos de Disolución.	19
2.3 Hidrogeología Kárstica.	22
2.4 Epikarst.	25
2.5 Exokarst.	27
2.6 Endokarst.	36
Capítulo III. Análisis Morfométrico.	48
3.1 Mapa de Regiones Morfológicas.	49
3.2 Mapa de Inclinación del Terreno.	52
3.3 Mapa de Energía del Relieve.	55
3.4 Mapa de Facetas Triangulares.	59
3.5 Mapa de Morfolineamientos.	62
Capítulo IV. Espeleogénesis de la Cueva del Tigre.	66
4.1 Análisis Estructural.	68

4.2 Morfología de la Cueva del Tigre.	79
Conclusiones.	98
Referencias.	100

Introducción.

El karst se concibe como una combinación de procesos que *atraviesan* rocas altamente solubles que dan como resultado un tipo concreto de relieve caracterizado por formas específicas asociadas a la disolución (Grimes, 1997).

Una de las formas producto del karst y motivo de este estudio son las cuevas. Desde la perspectiva del karst, las cuevas son conductos formados en rocas solubles por los que fluye agua entre un punto de carga y otro de descarga (Whitel, 1988).

La República Mexicana es un país con amplias regiones kársticas (Figura, 1) y por consecuencia cuevas kársticas, algunas de éstas se encuentran entre las más largas y profundas del mundo. Por ejemplo, el sistema Ox Bel Ha (Tulum, Quintana Roo), cuenta con 144 kilómetros de pasajes ubicándolo como el noveno sistema en cuanto a longitud a nivel mundial mientras que el sistema Cheve (Sierra de Juarez, Oaxaca) ocupa la novena posición en función de la profundidad con 1484 metros (Ford y Williams, 2007).



Figura 1. Mapa del Relieve Karstico de la República Mexicana. Tomado de Espinasa y Cabrera, 2007.

El interés de este trabajo es el estudio de la espeleogénesis de la Cueva del Tigre, (cavidad que se desarrolla por debajo de la localidad de Mazatepec, Puebla) y determinar si existe una relación entre la formación de cuevas y la geomorfología de la región.

Klimchouk y Ford (2000) definen la espeleogénesis kárstica como *“la creación y evolución de estructuras permeables organizadas en una roca, que ha evolucionado como resultado del alargamiento de una porosidad más joven a causa de la disolución”*. De acuerdo con este criterio la Cueva del Tigre es considerada una cueva kárstica puesto que se desarrolla dentro de la Formación Tamaulipas Inferior, misma que es caracterizada por calizas, rocas que son altamente karstificables.

El estudio de la espeleogénesis suele realizarse desde la perspectiva geológica, sin embargo, ciencias como la Geografía son capaces de estudiarle a través de una perspectiva geomorfológica utilizando las herramientas propias de la disciplina como la caracterización del paisaje kárstico y su posterior cartografía a fin de contrastarlo con la evolución de la Cueva del Tigre. Al brindarle una espacialidad al fenómeno de la Cueva del Tigre a través de mapas la información obtenida puede ser utilizada para ejecutar planeación en los distintos órdenes político-administrativos o bien brindar utilidad para la comunidad científica que se enfoca en el tema.

El estudio espeleogenético de la Cueva del Tigre se dividió en dos etapas. Primero se realizó un análisis geomorfológico superficial basado en los principios a partir de la producción de material cartográfico a través SIG. En la etapa posterior se realizó un levantamiento de información en campo para caracterizar los principales rasgos morfológicos de la Cueva del Tigre a fin de determinar su génesis e identificar estructuras que muestren relación entre la cueva y el relieve superficial.

Planteamiento del Problema.

Se desconocen las fases espeleogenéticas de la Cueva del Tigre y si existe relación con aspectos geomorfológicos regionales

Justificación.

El presente trabajo contribuirá a aumentar el grado de estudio y conocimiento de las cuevas en esta región de la Sierra Madre Oriental además de aportar información respecto a los siguientes aspectos:

- Fijar un precedente para la comunidad científica, en lo referente a la espeleogénesis en la región.
- Aportar información teórica y cartográfica a los habitantes de Mazatepec respecto a sus recursos y territorio Brindar.
- Proporcionar información para elaborar una posible evaluación de riesgos geológicos debido a que la Cueva del Tigre se desarrolla por debajo del poblado de Mazatepec.

Hipótesis.

Si se realiza un análisis espeleogenético de la Cueva del Tigre en Mazatepec, Puebla se podrán encontrar estructuras relacionadas con el desarrollo del relieve kárstico externo y por tanto podrá ser usada como posible *proxy* en trabajos de evolución del relieve.

Objetivo General.

Establecer la relación entre la génesis de la Cueva del Tigre y la evolución del paisaje en la región

Objetivos Específicos.

- Caracterizar la geomorfología de la región.
- Identificar las características morfológicas de la Cueva del Tigre.
- Determinar la espeleogénesis de la Cueva del Tigre

Capítulo I. Marco Geográfico y Geológico.

El presente capítulo muestra las generalidades del área de estudio.

1.1 Localización del área de estudio.

El área de estudio comprende desde el paralelo 20° 15' hasta el 19°45' latitud norte y desde el meridiano 97° 40' hasta el 97° 20' (Figura 2). Se eligió abarcar esta área con el propósito de correlacionar el desarrollo de la Cueva del Tigre con la evolución del paisaje a nivel regional. Esta región abarca dos cartas topográficas a escala 1: 50 000, Cuetzalan y Teziutlán, ambas cartas editadas por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. En lo subsecuente se hará referencia a esta área como “la región”.

La Cueva del Tigre, eje central de la investigación, cuenta con coordenadas 20°01'08"N 97°24'58"O y una elevación de 575 msnm en la surgencia y se ubica debajo de la localidad de Mazatepec, Puebla. Se estima que cuenta con una longitud de aproximadamente un kilómetro, sin embargo debido a la contaminación de la cavidad por aguas residuales provenientes del poblado de Mazatepec solo se logró topografiar 378 metros. Para facilitar la localización de la cueva y su área de desarrollo se delimitó una subcuenca que se denominó Sub-cuenca de Mazatepec.

La localidad de Mazatepec se asienta al norte del Municipio de Tlatlauquitepec, Puebla (Figura, 2). Dicho poblado se encuentra a una elevación de 620 metros sobre el nivel del mar con coordenadas geográficas N20° 1' W97° 25' (INEGI 2000). A su vez, Mazatepec se localiza sobre la Sierra Norte de Puebla, extremo meridional de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (Lugo-Hubp *et al.*, 2005). Esta región se caracteriza por localizarse en la coyuntura entre la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, La Llanura Costera del Golfo y El Cinturón Volcánico Mexicano (INEGI 2013)

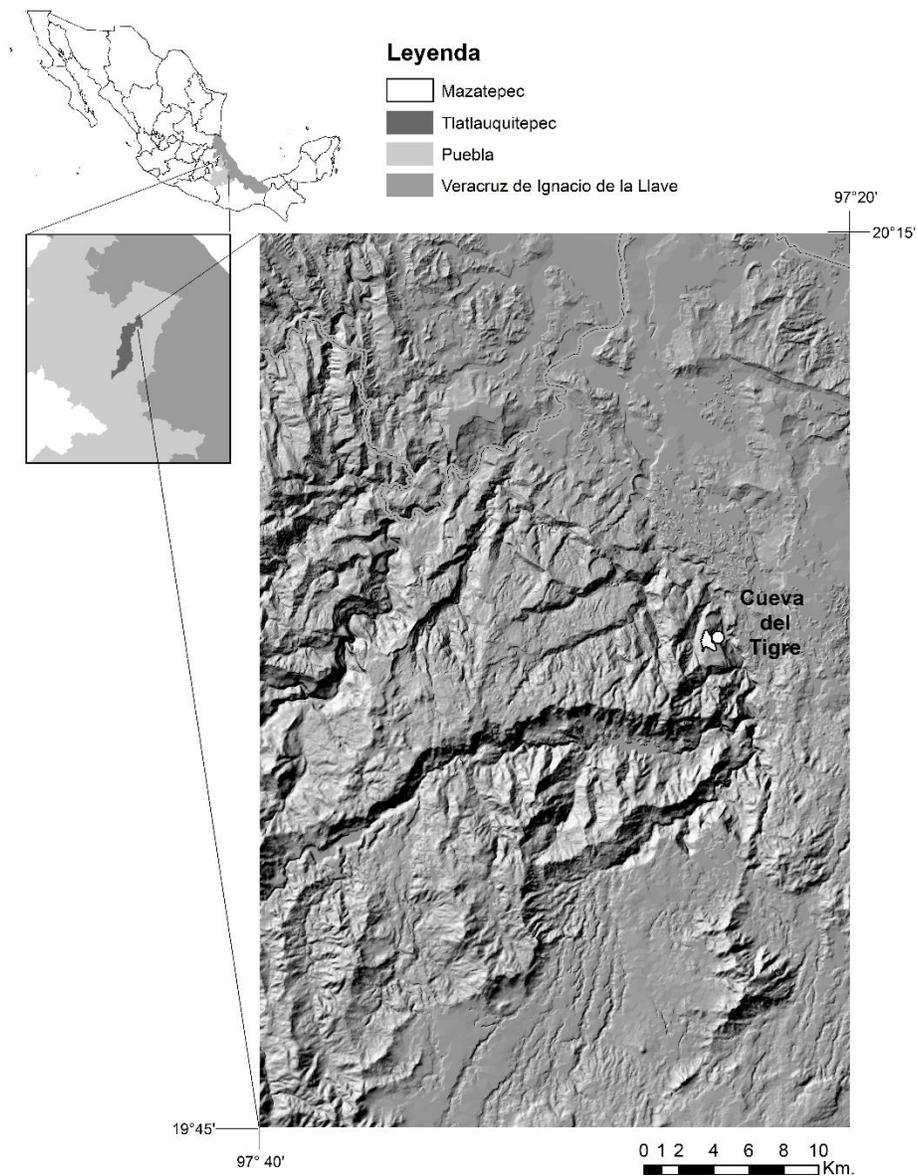


Figura 2. Localización del área de estudio comprendida como la región que será comparada con la morfología de la Cueva del Tigre. El modelo digital de elevación muestra los principales rasgos del relieve en el área de estudio.

El límite entre las provincias fisiográficas antes mencionadas es apreciable en el modelo digital de elevación (Figura 2) situación que sugiere una actividad tectónica considerable misma que contribuye a la formación de horizontes de tecto-incepción que pueden ser precursoras de cuevas.

1.2 Características Fisiográficas.

El área de estudio abarca parte de las provincias fisiográficas Sierra Madre Oriental, El Cinturón Volcánico Mexicano y la Llanura Costera del Golfo (Figura 3). Al menos dos tercios del territorio del área de estudio son ocupados por la Sierra Madre Oriental, la cual se caracteriza por montañas plegadas. Los otros dos tercios del área de estudio se conforman por el Cinturón Volcánico Mexicano y la Llanura Costera del Golfo.

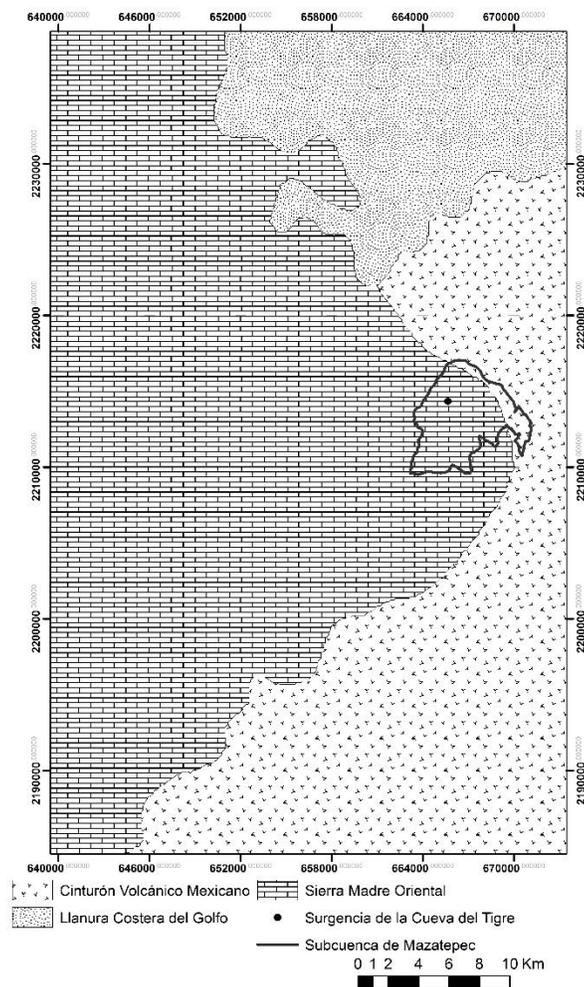


Figura 3. Mapa que muestra las provincias fisiográficas involucradas en el área de estudio. En el mapa se aprecia que la Surgencia de la Cueva del Tigre se ubica dentro de la SMO. La Subcuenca de Mazatepec se localiza en el contacto entre la SMO y el Cinturón Volcánico Transmexicano.

A continuación se presenta una breve descripción de las provincias fisiográficas que convergen en el área de estudio en cuestión

Sierra Madre Oriental. (SMO)

Es un sistema montañoso que se extiende desde la frontera norte del territorio mexicano hasta converger con el Cinturón Volcánico Mexicano. Consiste principalmente de pliegues de rocas sedimentarias mesozoicas y calizas cretácicas (Lugo-Hubp, 1990).

La porción de la SMO relacionada con el área de estudio corresponde al flanco oriental de la misma, esta región se distingue por tener una orientación noroeste y una altitud media de 2000 msnm con máximos de 3000 metros de altura. El paisaje en esta área es caracterizado por escarpes con cientos de metros de profundidad y valles con laderas escalonadas fluvial. A su vez la zona es dominada por formaciones kársticas como dolinas, poljes, cuevas y una fuerte erosión fluvial (Lugo-Hubp, 1990).

Llanura Costera del Golfo

Se caracteriza por estar formada por rocas sedimentarias del mesozoico y se extiende manera paralela a la SMO desde la frontera norte del país hasta el estado de Campeche, presenta dos interrupciones, la primera en contacto con el Cinturón Volcánico Mexicano y el segundo con los volcanes de lo Tuxtlas. Esta provincia se regionaliza en tres cuencas sedimentarias: Burgos, Tampico-Misantla y Veracruz-Campeche. (Lugo-Hubp, 1990)

En lo que respecta a esta investigación, el área de estudio se localiza dentro de la cuenca Tampico-Misantla. Esta región se constituye por lomeríos, ondulaciones y planos ligeramente inclinados hacia el oriente, a medida que se aproxima al contacto con la SMO las rocas presenta deformaciones mayores hacia el oriente (Lugo-Hubp, 1990).

Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)

Se piensa que su formación fue ocasionada por la subducción de la placa de Cocos bajo el continente. Su desarrollo se ubica dentro del Cuaternario con especial actividad durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Lugo-Hubp, 1990).

EL relieve del CVM se constituye por una serie de planicies escalonadas que se extienden desde las costas de Colima y Nayarit hasta los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote, en Veracruz. (Lugo-Hubp, 1990)

De acuerdo con Demant *et. al.* (1976) Morfológicamente el CVM presenta cinco divisiones siendo el Sector Oriental la región que corresponde al área de estudio. A medida que la provincia se dirige a la costa oriental de México el relieve se caracteriza por conos volcánicos jóvenes aislados en una vertiente donde predominan los depósitos de acumulación volcánica (Lugo-Hubp, 1990).

1.3 Clima e Hidrografía.

El área de estudio y en concreto la Subcuenca de Mazatepec se localiza dentro de la región hidrológica número 27 Tuxpan-Nautla. El colector principal de las inmediaciones es el Río Apulco, afluente del Río Tecolutla, este último desemboca en el Golfo de México (SRH, 1969).

La Subcuenca de Mazatepec cuenta con un clima semi-cálido húmedo con invierno fresco y lluvias todo el año (Figura, 4) acompañado de una vegetación mixta de bosque y pastizales; entre sus principales especies vegetales se encuentran: pino colorado, encino y ocosote (bosque); escobillo, zacatón y palma (pastizal). (INEGI, 2000).

La abundancia de precipitación característica de este tipo de clima, así como una cobertura vegetal favorecen los procesos kársticos y en concreto el desarrollo de cuevas. Evidencia de estos procesos serán comentados más adelante.

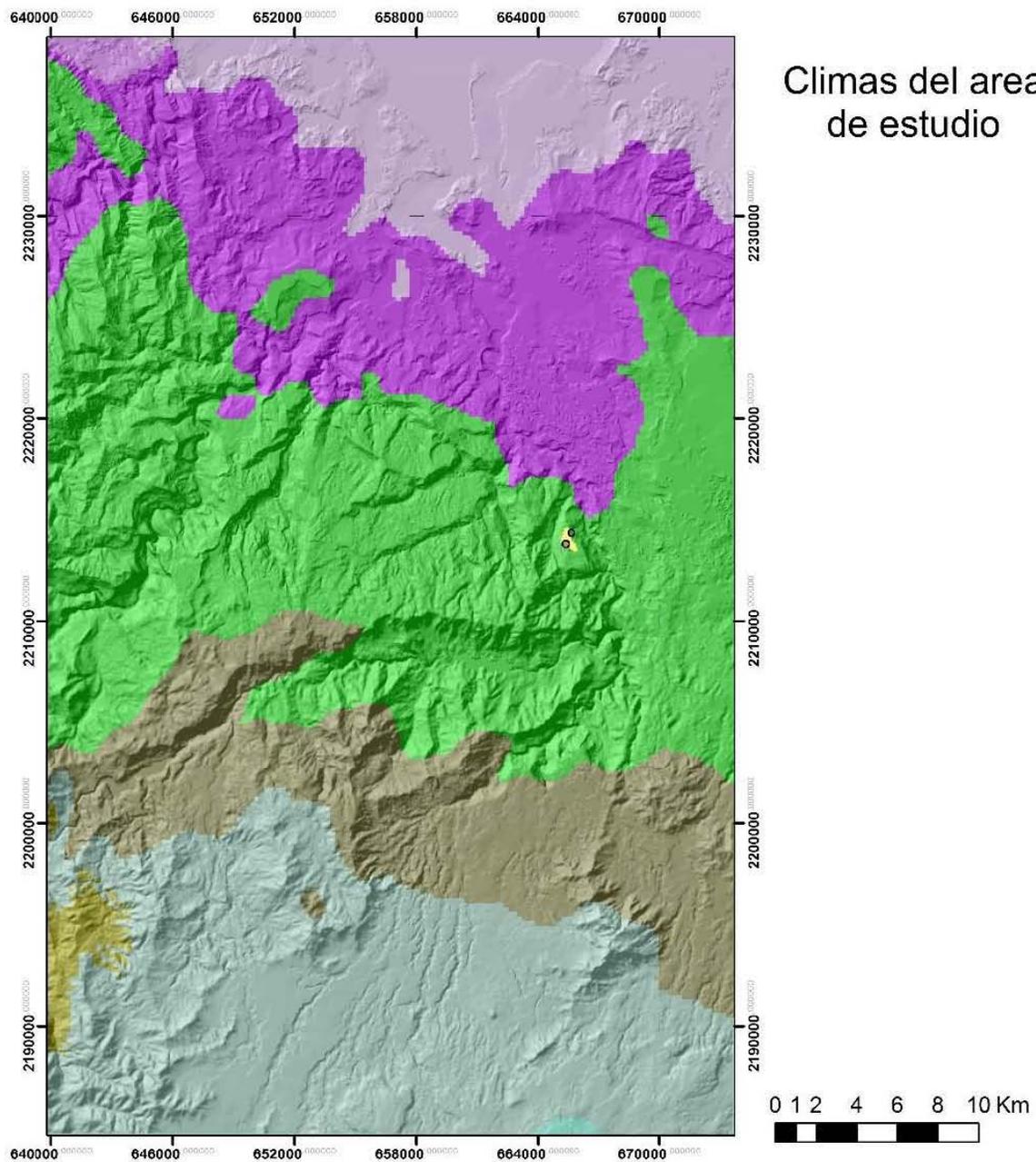


Figura 4. Mapa climático del área de estudio. En él se muestra que la zona de desarrollo de la Cueva del Tigre corresponde a un clima semicalido húmedo con invierno fresco y lluvias todo el año ((A) C (fm)).

1.4. Geología.

El área de estudio presenta una gran diversidad litológica (Figura, 5), esta característica se atribuye a su localización, puesto que en esta convergen tres provincias fisiográficas (Figura, 3).

La diversidad de configuraciones geológicas resultantes, dan pie a un paisaje repleto de contrastes. Estos contrastes se aprecian en cambios morfológicos entre provincias, mismos que en gran medida son controlados por la litología ya actividad tectónica de la región.

La Cueva del Tigre, como se ha mencionado con anterioridad, es de origen kárstico, situación que significa que su desarrollo sólo es posible gracias a un tipo concreto de rocas, es decir, rocas carbonatas, rocas que son abundantes en el área de estudio, en concreto a lo largo de la Sierra Madre Oriental.

La diversidad litológica del área de estudio se aprecia en el siguiente mapa (Figura, 5).

Geología del área de estudio

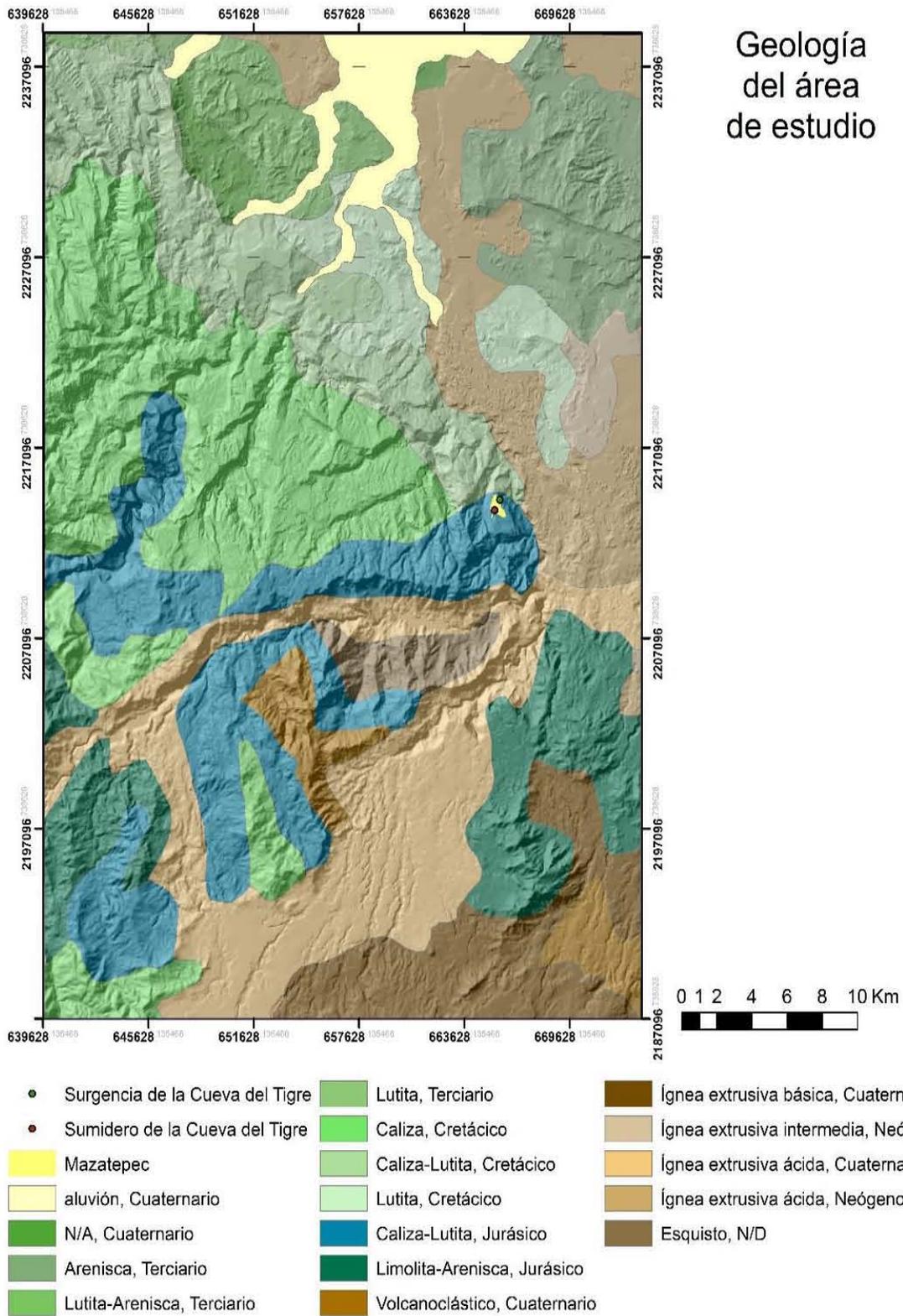


Figura 5. Mapa geológico del área de estudio. En el se aprecia la gran diversidad litológica del área

La dinámica estructural de la Subcuenca de Mazatepec se puede inferir a través del estudio realizado por Eguiluz *et. al.* (2000). La Subcuenca de Mazatepec y la Cueva del Tigre se localizan dentro del sector Huayacocotla, este sector corresponde a uno de los frentes tectónicos de la Sierra Madre Oriental, el cual se extiende desde el sur de Xiitla hasta Teziutlán, Puebla (Figura, 6).

El frente tectónico Huayacocotla constituye el extremo SE de la SMO y a grandes rasgos las deformaciones que presenta tiene una orientación NNW-SSE, sin embargo, su mayor deformación está representada por un fallamiento inverso orientado hacia el NE. A su vez la información cinemática del sector (estrías, ejes, etc.) ratifican movimientos en la zona con orientación N45°E (Eguiluz *et al.*, 2000). Esta información estructural toma relevancia al compararse con la información recolectada a partir del procesamiento cartográfico y levantamiento de información de campo puesto que la Cueva del Tigre y la Subcuenca de Mazatepec presentan rasgos similares a los descritos por Eguiluz *et. al.* (2000).

Si bien el área de estudio comprende una gran cantidad de Formaciones geológicas sólo son de interés las localizadas en el área de desarrollo de la Cueva del Tigre por ende para propósitos de este trabajo sólo se tomaran en cuenta las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior puesto que son las identificadas en la zona de desarrollo de la Cueva del Tigre.

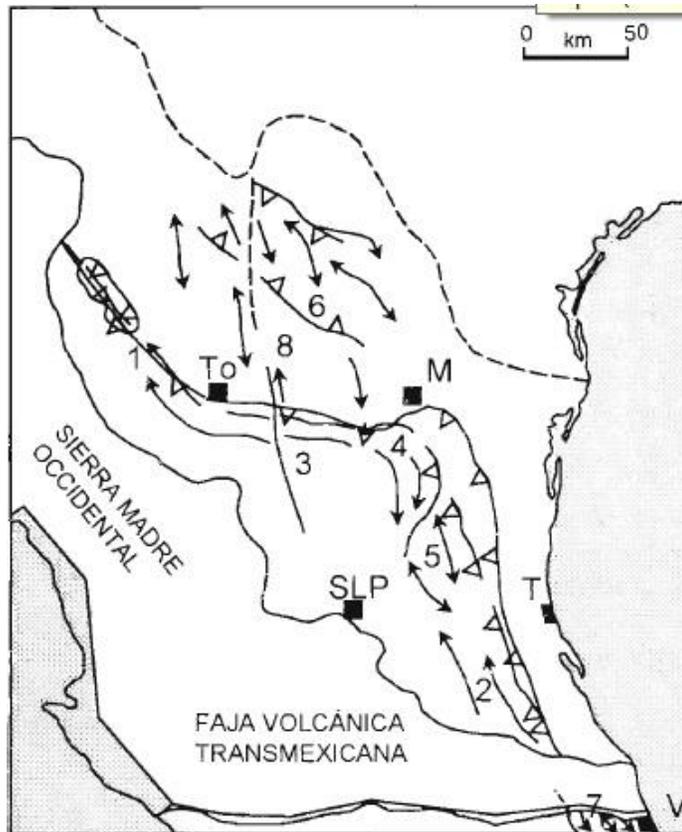


Figura 6. Frentes Tectónicos de la Sierra Madre Oriental. San Pedro Gallo (1), Huayacocotla (2), Transversal de Parras (3), Saliente de Monterrey (4), Valles (5), Cuenca de Sabinas (6), Región de Zongolica (7) y Bloque de Coahuila(8). M: Monterrey, To: Torreón, SLP San Luis Potosí y T: Tamaulipas. Tomado de Eguiluz et al., 2000)

De acuerdo con el trabajo de López-Martínez *et al.* (2013) la localidad de Mazatepec se encuentra asentada sobre la Formación Tamaulipas Inferior, a su vez, en las inmediaciones de poblado se ha identificado el límite entre dicha formación y la Formación Pimienta.

El contacto de la Formación Pimienta (lutítica arcillosa) y la Formación Tamaulipas Inferior (calizas compacta) propicia la formación de la Cueva del Tigre debido a que la Pimienta funciona como rampa de despegue a la Tamaulipas, creando un horizonte de tecto-incepción conformado por la milonita resultante. En contraste la lutita impermeable de la Pimienta actúa como límite vertical de la cueva.

Formación Pimienta.

De acuerdo con Heim (1926), la formación se caracteriza por caliza densa, negra y/o blanca de estratificación delgada rica en capas de pedernal negro. La unidad muestra capas de caliza micrítica arcillosa con unas coloraciones entre gris y negro y un espesor entre los 20 y 30 cm alternadas con capas de lutita grisácea con espesor entre los 15 y 25 cm. La parte superior de la sucesión estratigráfica se encuentran lentes de pedernal negro y capas delgadas de bentonita (Cantú-Chapa, 1984).

Se distribuye desde el área de Tamán en San Luis Potosí, el Río Apulco en Puebla (Cantú-Chapa, 1971), porción sur de la Cuenca de Burgos, áreas adyacentes de la Península de Tamaulipas (Pemex 1988), y desde Tezuitlán hasta el sur de Galeana, Nuevo León (López-Ramos, 1982). A nivel subsuelo de reporta en la Plataforma Valles, San Luis Potosí (Carrillo-Bravo) y en la Cuenca Tampico-Misantla (PEMEX, 1988b).

Se ubica dentro del Jurásico Tardío (Heim, 1926) y subyace a la formación Tamaulipas Inferior (Hermoso De la Torre y Martínez-Pérez, 1972), este contacto es apreciable en la sección Apulco localizada en las inmediaciones de Mazatepec (López-Martínez *et al*, 2013).

La Formación Pimienta marca el límite vertical (Figura, 7) en el desarrollo de la Cueva del Tigre, las lutitas negras, características de esta formación impiden la infiltración del agua que da origen a la cavidad. Esta circunstancia crea un acuífero colgado donde se desarrolla la cueva en cuestión.



Figura 7. Izquierda: lutitas negras características de la Formación Pimienta en la Sección Apulco, localizada en las inmediaciones de la Cueva del Tigre. Derecha: Lutitas de la Formación Pimienta localizadas en el interior de la Cueva del Tigre, por lo general se localizan en el suelo de la cavidad.

Formación Tamaulipas Inferior.

Es una formación de caliza compacta con una estratificación bien definida (figura 8). La parte superior se caracteriza por un color predominantemente gris y gran cantidad de nódulos de pedernal de forma irregular, los cuales tienen coloraciones que varían del negro al blanco. La porción inferior consiste en calizas compactas de color crema. El pedernal está prácticamente ausente en la parte inferior, sin embargo, existe la presencia de algunos nódulos de pedernal blanco. (Belt, 1925).

Se distribuye desde la península de Tamaulipas, el frente oriental de la Sierra Madre Oriental, en el sector Transverso de la Sierra Madre Oriental y norte y noreste de la Cuenca de la Mesa Central. Respecto a su distribución en el subsuelo se localiza en las Cuencas de Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz y Cuenca de Zongolica (PEMEX, 1988).

Stephenson (1922) la ubica a la Fm Tamaulipas dentro del Cretácico Inferior, en concreto desde el Aptiense hasta el Berriasiense. Respecto a su relación estratigráfica sobreyace a la Formación Pimienta en el subsuelo de la planicie costera del golfo (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990).

La litología de esta formación rica en caliza favorece los procesos de disolución propios del karst y por ende el desarrollo de la Cueva del Tigre. Como se mencionó

anteriormente de no ser por el contacto con la Formación Pimienta la Cueva del Tigre podría haber tenido un mayor desarrollo en la vertical.



Figura 8. Izquierda: Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior en el poblado de Mazatepec. Derecha: Formación Tamaulipas Inferior en el interior de la Cueva del Tigre.

Capítulo II. Marco Teórico.

El presente capítulo se estructura a partir de explicar los rasgos fundamentales del relieve kárstico y los procesos involucrados en la formación del mismo. Puesto que el fenómeno de la Cueva del Tigre trabajo no puede comprenderse de una manera aislada se integran aspectos exógenos, endógenos y la transición entre ambos horizontes con la finalidad de comprender el sistema kárstico.

2.1. Karst y Karstificación.

En el presente trabajo se considerará al karst dentro de los criterios establecidos por Grimes (1997), quien lo define como una combinación de procesos que tienen como resultado un tipo concreto de relieve. Para ello se consideran los siguientes conceptos:

Relieve kárstico: se refiere al conjunto de formas características del paisaje, estas pueden ser superficiales o subterráneas.

Forma kárstica: son rasgos morfológicos del relieve, puede tratarse de una cueva, dolina, valle ciego, karren etc.

Proceso kárstico: se refiere a los procesos de que dan origen al karst como los distintos tipos de disolución y en concreto a la karstificación.

Rocas karstificables: son las rocas que son susceptibles a la karstificación, estas se dividen en tres grupos:

- evaporitas.
- rocas carbonatadas. En el caso del área de estudio son las de mayor relevancia puesto que la Cueva del Tigre se desarrolla dentro de rocas calizas, las cuales se componen principalmente de Carbonato de calcio.
- cuarcitas (estás últimas sólo en condiciones de humedad tropical extrema) (Bögli, 1980).

Partiendo de la primicia de Grimes (1997), Klimchouk y Ford (2000) complementan la definición del Karst al comprenderlo como “*un sistema integrado de transferencia de masa dentro de rocas solubles que cuentan con una estructura*”

permeable dominada por conductos disueltos y organizados que facilitan la circulación de los fluidos”. Clara ejemplificación de un sistema kárstico es la Cueva del Tigre. Esta Cueva parte de un sumidero hasta una surgencia, en este recorrido es posible apreciar tanto los procesos de disolución y precipitación como los de transporte de masa dentro de la cavidad.

Desde la perspectiva espacial, el karst configura un paisaje particulares que se distinguen de otros debido a una hidrología y relieve específicos (Figura9) que son definidos por la litología compuesta de rocas altamente solubles (karstificables) y caracterizado por formas particulares como: sumideros, escasa red de drenaje superficial, sumideros, cuevas, depresiones y manantiales (Ford y Williams, 2007).

Por lo tanto el relieve kárstico se caracteriza por:

- Depresiones cerradas de tamaños variables.
- Drenaje superficial escaso o inexistente.
- Cuevas y sistema de drenaje subterráneo (White, 1988).

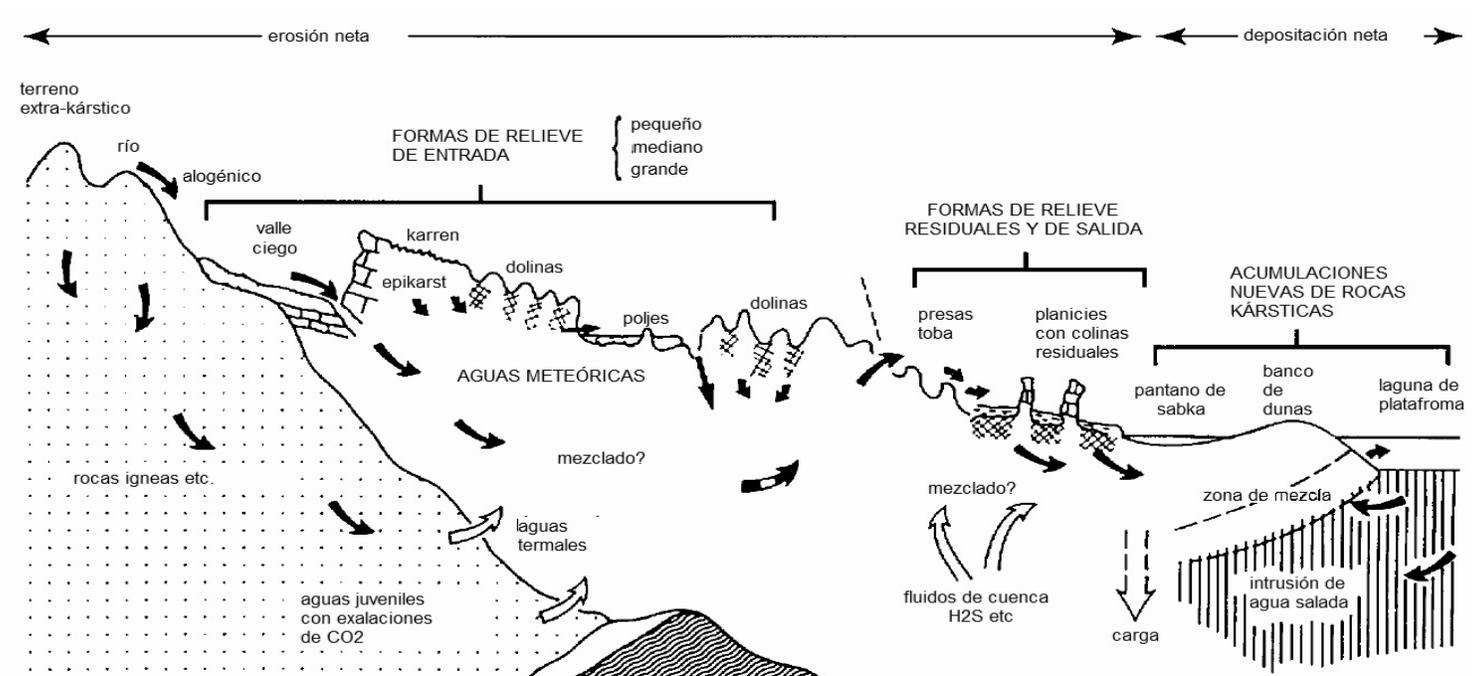


Figura 9. Modelo conceptual del karst: ilustra los principales fenómenos que se encuentran en un sistema kárstico activo. Modificado de Ford y Williams (1989).

Para propósito de este trabajo se tomarán en cuenta tres zonas de karst, la categorización se basa en su localización respecto a la superficie terrestre en la vertical, estos son: exokarst, epikarst y endokarst.

Karstificación

La karstificación se entiende como el proceso de disolución e infiltración provocado por el agua, el cual es principalmente químico (debido a la interacción de fluidos ácidos como: ácido carbónico, sulfúrico, ácidos orgánicos, mezclas de agua entre otros), sin embargo, también cuenta con un componente mecánico (erosión, depositación y fallamiento) (Sweeting, 1973). Esta interacción, varía en función de la composición de la roca, la porosidad, la agresividad del agua y el clima.

Este proceso ocurre tanto a nivel superficial (exokarst) como en zonas debajo de la superficie (endokarst), también conocida como zona de conducción (Llopis, 1970).

2.2. Procesos de disolución.

Disolución por ácido carbónico

Si bien existen varios agentes involucrados en la disolución de las rocas carbonatadas, el ácido carbónico es el principal precursor de esta disolución (Gillieson, 1996), este ácido se forma a partir de la interacción del dióxido carbono con el agua:



Esta interacción se realiza desde la atmósfera hasta el suelo a manera de cascada (Figura 10), siendo el suelo la principal fuente de aporte de CO₂ a los sistemas kársticos (Guillieson, 1996). La gran cantidad de CO₂ del suelo es derivada de la respiración de los organismos autótrofos (de las raíces y vida microbiana) y la de los heterótrofos (animales) (Kuyakoz, 2006).

El proceso de la cascada de dióxido de carbono se realiza a través de los diferentes horizontes del suelo dentro de un sistema kárstico a manera descendente para culminar en la precipitación del carbonato de calcio. (Figura 10). Este proceso

actúa de la siguiente manera: el agua meteórica interactúa con la atmósfera y se carga CO₂, al llegar al suelo el agua aumenta su concentración de CO₂ disuelto y por ende su capacidad de disolver las rocas carbonatadas. De este modo atraviesa las capas de rocas carbonatadas disolviendo y aumentando la concentración de carbonatos disueltos. Al llegar a un poro o una cavidad cuya atmósfera tiene concentraciones menores de CO₂ ocurre el proceso de desgasificación en el que se libera CO₂ del agua hacia la atmósfera subterránea haciendo que la ecuación de balance se desplace hacia la precipitación (Figura, 10).

El proceso de precipitación del carbonato de calcio puede ser representado por la siguiente ecuación de balance:



Calcita Sólida ↔ Calcita Disuelta (Bögli, 1980).

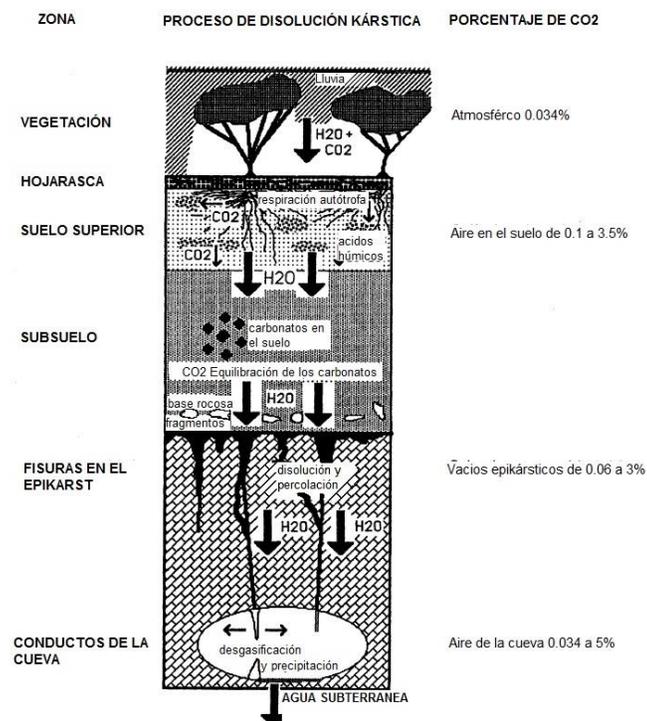
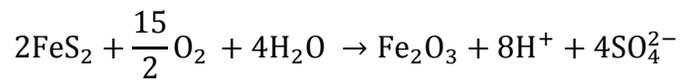


Figura 10. El dióxido de carbono desciende a manera de cascada a través de la vegetación, el suelo y el epikarst. No todas las zonas están presentes en todos los sistemas kársticos. Las concentraciones de dióxido de carbono mostradas corresponden a una zona templada (modificado de Guillieson, 1996).

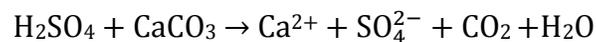
Disolución por Ácido Sulfúrico

Si bien el ácido sulfúrico (H_2SO_4), no tiene un papel fundamental en la formación de las cuevas epigénicas (sólo en cuevas hipogénicas (Palmer 1991), es de interés para el presente trabajo debido a que es responsable de rasgos específicos dentro de la Cueva del Tigre, en concreto la presencia de flores de yeso.

El proceso más común de formación del ácido sulfúrico se da a partir de la creación de ácido sulfhídrico (H_2S aq), el cual se produce en el tipo de secuencias estudiadas a partir de la oxidación de la pirita (FeS_2) presente en las roca de caja al interactuar con el agua meteórica (Ford y Williams, 2007).



Si el ácido sulfhídrico entra en contacto con el agua se producirá ácido sulfúrico (H_2SO_4), el cual es un ácido con una gran capacidad de disolución sobre las rocas carbonatadas.



Además de la disolución de las rocas, también puede provocar la formación de yeso, el cual suele precipitarse en la superficie de las aguas con poco movimiento. También existe la alteración directa de caliza a yeso, fundamentalmente en las paredes de las cuevas localizándose por encima del nivel de base o a causa de la condensación (Ford y Williams, 2007).

2.3. Hidrogeología kárstica.

La circulación del agua en el karst se produce fundamentalmente por vía subterránea. En términos hidrogeológicos, el acuífero kárstico se distingue de otros debido al proceso de disolución que se da en las rocas que lo caracterizan. La disolución provoca que el flujo laminar del agua subterránea que normalmente ocurre en otro tipo de medios porosos (por ejemplo arenas) se convierta en turbulento. Esta turbulencia, aunada a los procesos de disolución, causa un acelerado crecimiento de la porosidad, fenómeno que aumenta la permeabilidad facilitando la entrada de agua al sistema. La evolución del drenaje kárstico guarda una estrecha relación entre las formas kársticas superficiales y subterráneas debido a que evolucionan juntas, esta situación es exclusiva del ambiente kárstico. (Ford y Williams, 2007).

El sistema kárstico recibe el agua a partir de dos tipos de recarga:

- Autogénica: cuando se produce en el área del karst.
- Alogénica: cuando se produce fuera del área del karst.

Estas recargas a su vez, pueden ser clasificadas en dependencia del área de carga en:

- Recarga puntual: cuando se produce a través de un conducto principal (sumidero).
- Recarga difusa: cuando se produce fundamentalmente a través de la superficie y es conducida al interior del acuífero por una red de fisuras (Ford y Williams, 2007).

El agua que se infiltra al sistema, percola hacia abajo hasta alcanzar la zona donde la porosidad se encuentra ocupada por agua, es decir, saturada (Tabuck y Lutgens, 2005). Ésta agua da lugar a la formación de acuíferos. Un acuífero es una formación de rocosa capaz de almacenar y transmitir agua (Ford y Williams, 2007).

Ford y Williams (2007) clasifican el comportamiento de los estratos rocosos que forman los acuíferos de la siguiente manera:

- Acuífugo: roca impermeable incapaz de absorber o transmitir agua.
- Acuicludo: roca capaz de absorber gran cantidad de agua pero es incapaz de transmitirla de una manera significativa.
- Acuífardo: es una roca poco permeable que dificulta el flujo de agua.

Existen tres tipos de acuífero (Figura 11):

- Confinado: es aquel que esta contenido entre dos capas de roca relativamente impermeables.
- No confinado: solo cuenta con una capa impermeable localizada en su base (Ford y Williams, 2007).
- Colgado: se forman si el agua es retenida por un acuicludo que se sitúa por encima del nivel de base principal (Tarbuck y Lutgens, 2005).

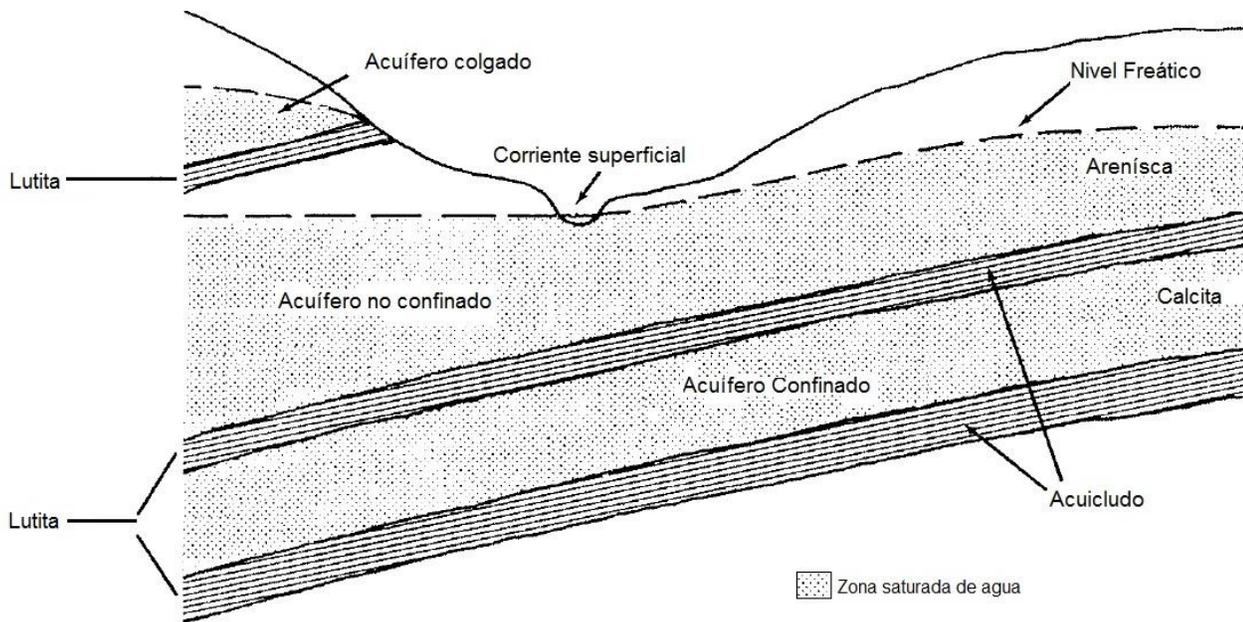


Figura 11. Tipos de acuíferos. Modificado de Ford y Williams, 2007.

Dentro del sistema kárstico se pueden distinguir tres zonas respecto a la forma predominante de conducir el agua (Figura 12):

- Zona vadosa: Es la zona no saturada en la que existe la presencia de aire. Se localiza sobre el nivel freático (Guilleson, 1996).
- Zona epifreática: Se desarrolla debido a la fluctuación del nivel freático (Klimchouck y Ford, 2000).
- Zona freática: Es la zona que se encuentra saturada de agua (Guilleson, 1996).

El nivel freático es la división entre las tres zonas, se encuentra en constante fluctuación debido a las condiciones climáticas (Guilleson, 1996).

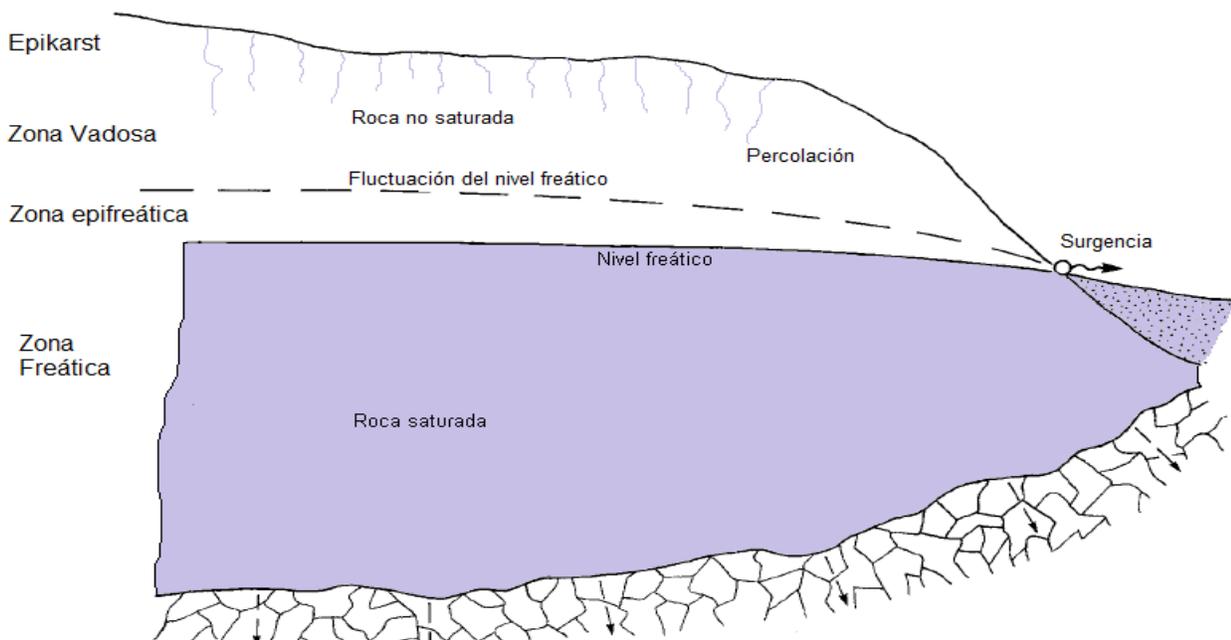


Figura 12. Zonificación del agua dentro del sistema kárstico. Tomado de Ford y Williams, 2007.

La cantidad de agua que fluye dentro del sistema kárstico dependerá de la porosidad de la roca. La porosidad se define como el porcentaje del volumen total de una roca ocupado por poros (Tarbuck y Lutgens, 2005). La porosidad por sí sola no transmite agua, para ello debe de estar hidrológicamente conectada, a esta característica se le conoce como porosidad efectiva (Ford y Williams, 2007).

Ford y Williams (2007) clasifican la porosidad efectiva en tres niveles:

- Primaria: se refiere a la porosidad propia de una roca.
- Secundaria: es producto de fisuras y fracturas.
- Terciaria: se origina a partir del alargamiento de las porosidades primarias y secundarias producto de la disolución. La expresión de esta porosidad son los conductos o las mismas cuevas.

En el caso de la Cueva del Tigre el acuífero es de recarga allogénica, puntal y difusa. Estas características se identifican con facilidad gracias a que se reconoce al sumidero de la Cueva del Tigre como principal punto de recarga del acuífero de la cueva, además en el interior de la cavidad se aprecia la recarga difusa en varias regiones de la misma.

A su vez la zona de desarrollo de la cueva constituye un acuífero colgado puesto que el desarrollo en la vertical se ve limitado por la presencia de lutitas características de la Formación Pimienta que actúan como un acuífardo.

2.4. Epikarst

El epikarst (zona subcutánea) es una porción altamente meteorizada de las rocas carbonatadas localizada justo debajo de la superficie de la roca, del suelo (si existe) o bien puede encontrarse expuesto y por encima de la zona vadosa (Jones et al., 2004). Típicamente el grosor del epikarst va de 3 a 10 metros de profundidad, sin embargo, esta característica varía considerablemente a consecuencia de la litología y la historia geomorfológica del lugar (Klimchouk, 2004).

La alta porosidad y permeabilidad del epikarst son consecuencia de que la mayor disolución en las rocas carbonatadas se da cerca de la superficie debido a que la mayor producción de CO₂ se realiza en el suelo, 70% de disolución se da en los primeros 10 metros de profundidad ya que la porosidad y permeabilidad disminuyen con la distancia al suministro de CO₂ (Ford y Williams, 2007).

Su función hidrológica es la de almacenar, mezclar y transmitir el agua meteórica creando un acuífero (Jones et al., 2004). La capacidad de almacenaje se determina

por tres factores: el grosor y continuidad del epikarst, su porosidad promedio (estos dos factores determinan el espacio de almacenaje) y la tasa de entrada y salida de agua al acuífero. En cuanto a la transmisión de agua, el epikarst se comporta como un tamiz, es decir, su capacidad de retener el agua es determinada por la cantidad de agua que entra y el tamaño del poro por donde se drena, por lo tanto el agua tiende a acumularse en las partes bajas de un epikarst bien desarrollado debido a que la porosidad va disminuyendo con la profundidad y no es capaz de drenar toda el agua que entra.(Figura 13) Esta cantidad de agua temporalmente almacenada es la que constituye el acuífero epikárstico (Williams, 2008).

La cantidad de tiempo que un acuífero kárstico es capaz de retener el agua guarda relación con el clima de la región donde se desarrolla. Los acuíferos en zonas semi-áridas pueden almacenar agua varios años o incluso décadas mientras que en zonas húmedas puede durar desde algunos meses hasta un año (Ford y Williams, 2007).

La importancia del epikarst dentro de los procesos de karstificación está en la formación de su acuífero, el cual mantiene un suministro de agua a las cuevas aún en época de estiaje permite mantener los procesos de formación de la cueva y sustentar la vida dentro de ella (Williams, 2008).

En el caso de la Cueva del Tigre el desarrollo de la misma se encuentra en un estado perene puesto que a pesar de que no exista precipitación en ciertos días el acuífero epikárstico mantiene una circulación de agua permanente, he aquí la importancia de este tipo de acuíferos para el desarrollo de las cuevas y para el soporte de la vida que se encuentra dentro de ellas.

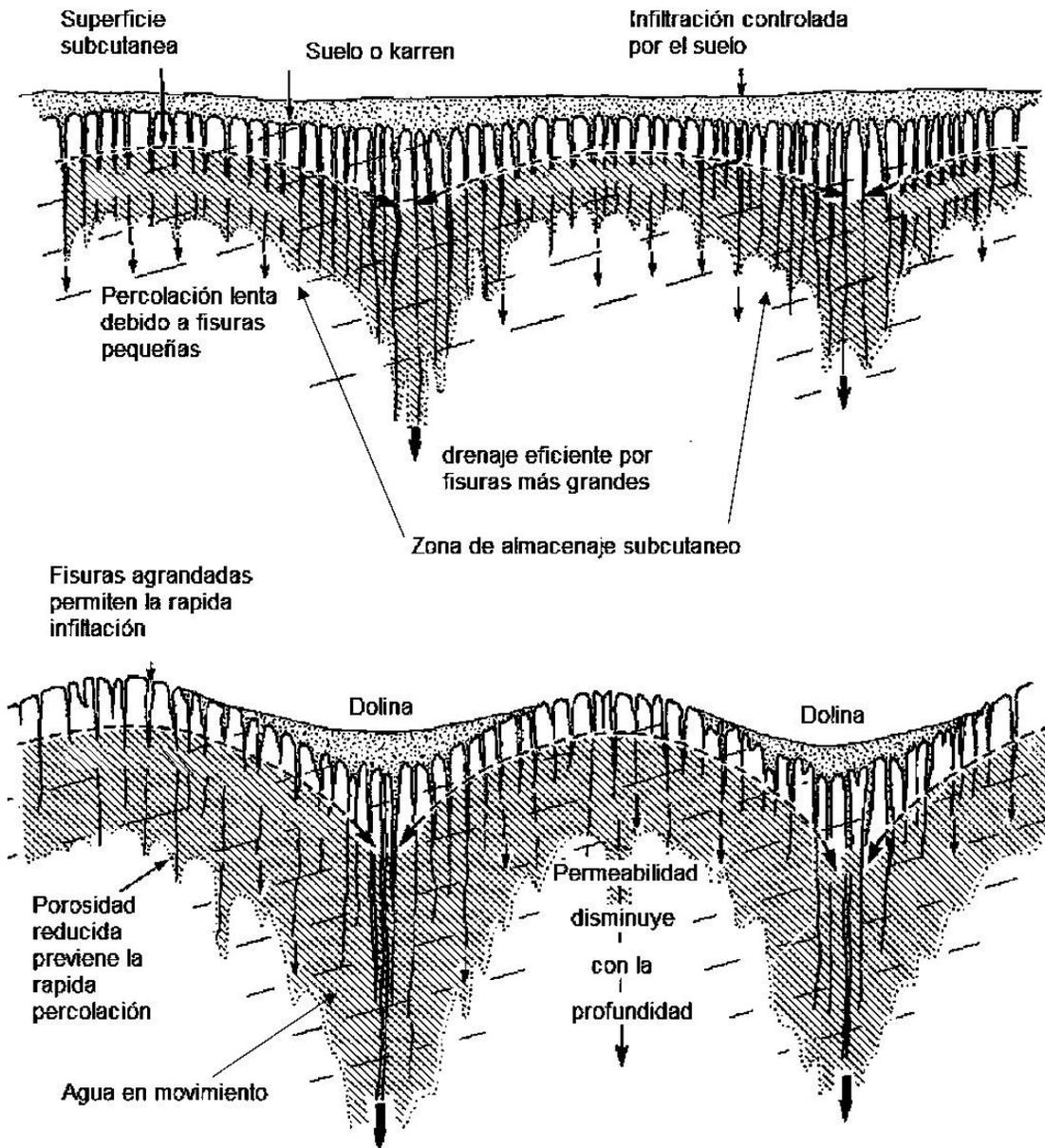


Figura 13. Agua en el acuífero epikárstico formado sobre una barrera de capilares. Tomado de Williams, 1983.

2.5. Exokarst.

El exokarst se refiere a las formas kársticas que se desarrollan en la superficie (Ford y Williams, 2007). El desorden en las formas del relieve, depresiones aisladas unas de otras y un pobre o inclusive nulo drenaje superficial son características de este tipo topografía kárstica (Gutierrez, 2013).

La presencia de estas geoformas sirve como herramienta para determinar si una región es kárstica, y entre mayor número de estas se identifique es posible inferir la presencia de cuevas.

A continuación se mencionan las formas que se identificaron en las inmediaciones de la Cueva del Tigre. Estas formas sirven como indicador de la actividad kárstica.

Karren

Se conoce como Karren a las formas de disolución que se expresan como pequeños surcos y/o depresiones. Usualmente ocurren en grupos a los cuales se les llama campos de Karren (Gutierrez 2013).

De acuerdo con su génesis White (1988) los clasifica en dos grupos:

- Karren libre o descubierto: se desarrolla en la roca expuesta (sin cobertura de suelo, nieve etc.), se caracteriza por poseer ángulos agudos, por ejemplo rillenkarrren (Figura 14), trittkarrren etc. (White, 1988).
- Karren cubierto: se desarrollan debajo de la cubierta edáfica o de la nieve, presenta forma redondeada y tiende a tener mayor profundidad que el libre, por ejemplo: hohlkarrren y rundkarrren (Figura 15) (White, 1988). La regiones con este tipo de Karren suelen ser importantes puntos de recarga para el acuífero puesto que facilitan la acumulación e infiltración de agua.



Figura 14. Rillenkarren típico, fotografiado en las inmediaciones de la Cueva del Tigre en Mazatepec, Puebla.



Figura 15. Rundkarren revelado por la remoción del suelo en Malham Cove, Yorkshire, RU. Ford y Williams, 2007.

Dolinas

Son depresiones que vistas desde planta tienen forma circular o semicircular, su diámetro va desde algunos metros hasta un kilómetro. Sus bordes se inclinan suavemente hacia la vertical y pueden tener una profundidad de algunos metros o inclusive cientos (Ford y Williams, 2007).

De acuerdo con Sauro (2003) las dolinas se clasifican de acuerdo a su origen de la siguiente manera:

- Dolina de disolución (Figura 16): Son producto de la disolución de la roca causada por flujo de agua cargada con ácido carbónico que drena hacia el subsuelo. Se forman sobre roca soluble rodeada de alguna un poco más impermeable, el flujo de agua se concentra y acelera la disolución. Actúan como punto de recarga del acuífero epikárstico. (Ford y Williams, 2007).
- Dolina de Colapso (Figura 17 a): Se forman a causa del colapso del techo de una cueva o cavidad (Sauro, 2003). Existen tres mecanismos que propician el colapso:
 - la existencia de disolución superficial que debilita el techo de la cueva.
 - pequeños colapsos van debilitando progresivamente el techo de la cueva.
 - disminución del nivel de base que produce un incremento del peso efectivo del techo de la cueva (en caso de que el nivel de base se encuentre en contacto con el techo) (Ford y Williams, 2007).
- Dolina cubierta o “aluvial” (Figura 17b): son aquellas rellenas por materiales de diverso origen (Sauro, 2003).
- Dolina de subsidencia (Figura 17c): Se forman por el hundimiento de una roca insoluble a causa de la disolución de la roca que la sostiene (Sauro, 2003).
- Dolina de intersección (Figura 17d): se desarrollan a partir de la intersección de una cueva con la superficie y evolucionan a partir de la meteorización y los procesos hidrológicos que se desencadenan a partir de dicho evento, se les conoce como cuevas sin techo (Mihevc, 2001).

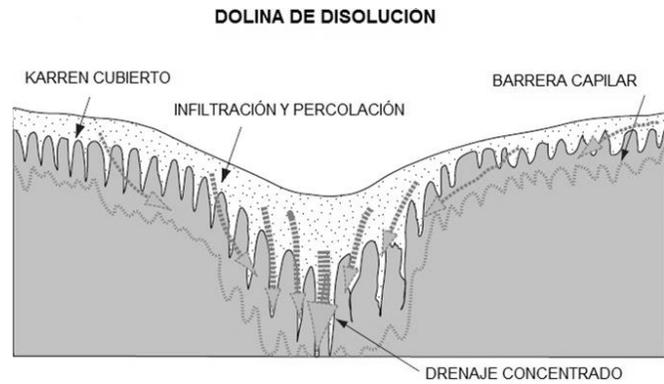


Figura 16. Dolina de disolución. Modificado de Sauro, 2003

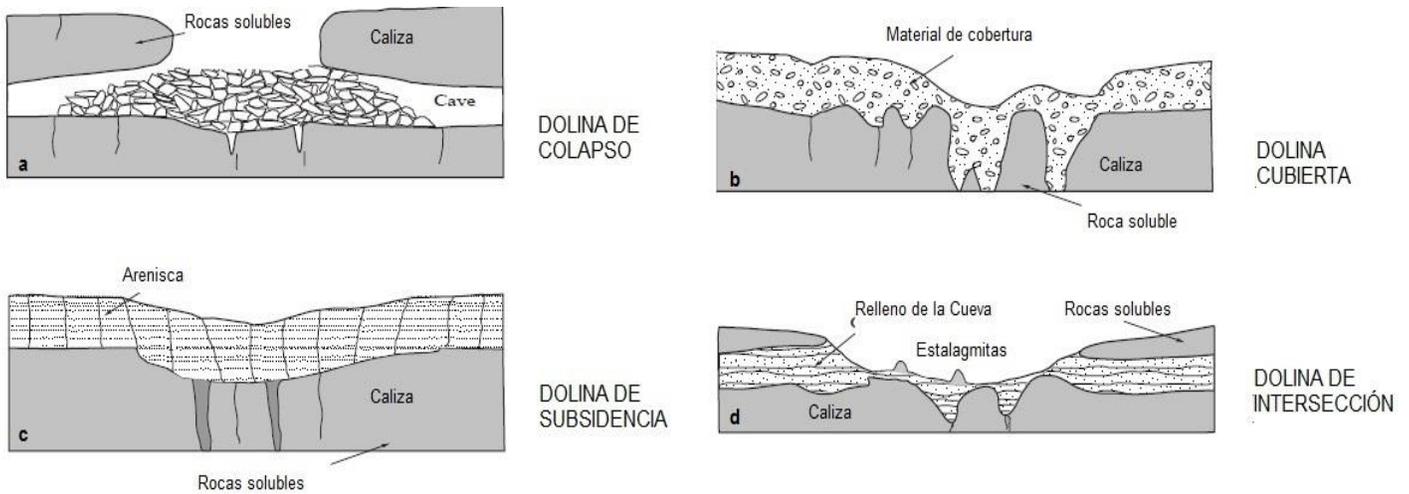


Figura 17. Tipos de dolinas, se omitió la de disolución puesto que se explica más a detalle en la Figura 15. Sauro, 2003.

Ford y Williams (2007) consideran a las dolinas como un rasgo morfológico de diagnóstico para determinar la existencia de karst. Las inmediaciones de la Cueva del Tigre cuentan con un gran número de dolinas, mismas que ratifican que la cueva se localiza dentro de una zona kárstica.

El Sumidero de la Cueva del Tigre, punto de recarga puntual del acuífero en que se desarrolla la Cueva del Tigre e inicio de la misma, presenta la morfología característica de una dolina colapso.

Cockpits.

Es un tipo de relieve kárstico caracterizado por colinas residuales rodeadas de depresiones con forma de estrella provocadas por procesos de disolución (Figura, 18). Estas depresiones pueden ser profundas o bien presentarse con una morfología similar a las dolinas. Para distinguir un cockpit las colinas residuales deben ser más abundantes que las depresiones (Liang, *et. al*, 2014).



Figura 18. Cockpits en las cercanías de la Cueva del Tigre en Mazatepec, Puebla.

Uvalas.

Son depresiones kársticas cerradas con forma irregular y elongada resultado de la unión de dos o más dolinas (Figura 19). Tienen fondo ondulado o plano en dependencia del tipo de dolinas que se haya unido y la acumulación de sedimentos es rara. Siempre se encuentran por encima del nivel de base (Ćalić, 2011).

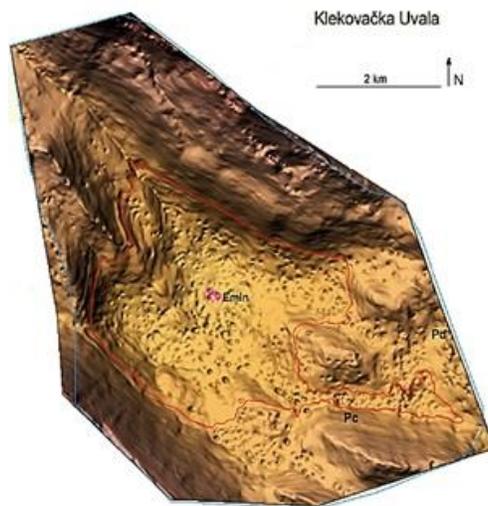


Figura 19.Uvala. Tomado de Čalić, 2011.

Poljes.

Los poljes son depresiones cerradas con bordes empinados y fondo plano. Su drenaje es de tipo kárstico (subterráneo) y presenta un suelo con un grosor de al menos 400 metros. Su tamaño va desde 0.5km² hasta los 500 km². Pueden presentar pequeñas elevaciones residuales (Gutierrez, 2013).

Gams (1978) identificó tres criterios fundamentales para que una depresión kárstica se considere polje: fondo plano en la roca o en los sedimentos no consolidados; cuenca cerrada con al menos un borde empinado y un drenaje kárstico.

Ford y Williams (2007) mencionan que todos los poljes comparten una característica hidrológica en común, se desarrollan cerca del manto freático local.

De acuerdo con sus características geomorfológicas e hidrogeológicas se clasifican en (Figura, 20):

- Polje de borde: se desarrolla en un área donde el manto freático fluctúa entre rocas kársticas y no kársticas.
- Polje estructural: se asocia a los valles tectónicos y tiende a ser elongado.

- Polje de nivel de base: se denomina así por su relación con el nivel freático y ocurre cuando éste se intersecta con la superficie. (Ford y Williams, 2007).

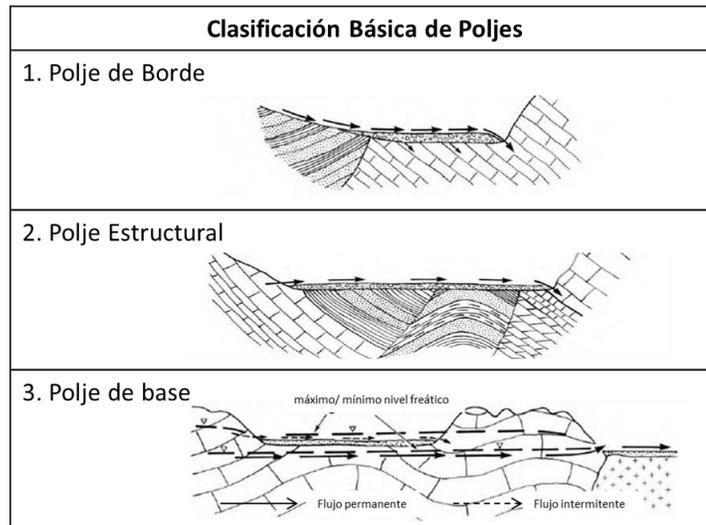


Figura 20. Clasificación básica de poljes. Ford y Williams, 2007).

Valle Ciego

Son valles fluviales bien definidos que terminan abruptamente en un sumidero o dolina (Williams, 2004) (Figura 21). Los sumideros al final del valle ciego tienden a ser circulares en planta y escalonados, esta morfología se va ensanchando debido a la fuerza centrífuga del agua y la disolución (Gams, 1994).



Figura 21. Valle ciego en el municipio de Zoquitlán, Puebla. En la imagen el cauce del río Xocotlat desaparece en un sumidero.

Las corrientes “tragadas” por los valles ciegos suelen contribuir a la formación de cuevas. Si los techos de dichas cavidades colapsan producen topografías cilíndricas parecidas a dolinas de colapso (Williams, 2004b) o bien los remanentes del techo de las cuevas pueden formar puentes naturales (Ford y Williams, 2007). Entre más caudalosa sea la corriente será mayor la probabilidad de que forme cuevas penetrables (Jennings, 1971).

Surgencia.

Cuando el nivel freático se intersecta con la superficie, se produce un flujo natural de agua subterránea, a este flujo se le denomina surgencia o manantial. Se forman cuando un acuicludo detiene el flujo descendente del agua dentro de la roca y la obliga a moverse lateralmente. Donde aflore un estrato permeable se dará una surgencia (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Existe la posibilidad de que se creen surgencias por encima del nivel freático. Esto sucede cuando un acuicludo se localiza por encima del nivel freático local generando una acuífero colgado (Figura 22), si este nivel de freático local es

intersectado por la superficie también se generara una surgencia. (Tarbuck y Lutgens, 2005).



Figura 22. Surgencia de la Cueva del Tigre.

2.6. Endokarst.

Para comprender la espeleogénesis de la Cueva del Tigre es necesario mencionar los conceptos relacionados con la misma. En este apartado se desarrollan estos conceptos con la finalidad de sentar los parámetros que se utilizarán para la descripción morfología de la cueva y la comprensión de los procesos involucrados,

La expresión más común del endokarst son las cuevas (Gutierrez, 2013). White (1988) las define “*una cavidad en una roca que actúa como un conducto de agua que fluye entre puntos de carga, como sumideros y puntos de descarga como surgencias*”. (White, 1988).

El origen de las cuevas es muy variado y puede ser condicionado por diversos factores como el tipo de roca en cual se forma, tipo de sedimento y proceso genético (Klimchouk, 2004).

La gran mayoría de las cuevas, incluyendo las más extensas son de disolución (kársticas) las cuales son creadas por la disolución provocada por el agua que circula a través de las porosidades de la roca (Klimchouk, 2014).

Si bien existen diferente tipos genéticos de cuevas, es menester de este trabajo solo enfocarse en las cuevas kársticas y concretamente en las epigenéticas. Klimchouk y Ford (2000) definen a la espeleogénesis kárstica como *“la creación y evolución de estructuras permeables organizadas en una roca, que ha evolucionado como resultado del alargamiento de una porosidad más joven a causa de la disolución”*.

Klimchouk (2011) reconoce tres tipos genéticos principales:

- Eogenéticas: Son costeras y oceánicas, se dan en rocas con una matriz de porosidad y permeabilidad elevadas.
- Hipogenéticas: Son predominantemente confinadas, el agua penetra a ellas a través de estructuras porosas de abajo hacia arriba.
- Epigenéticas: No son confinadas su formación se da a partir del agua meteórica.

Las cuevas de disolución ocurren normalmente en calizas y yesos, menos frecuentemente se desarrollan en sales, cuarcitas y rocas clásticas cementadas como las areniscas y conglomerados. A pesar de que la disolución es el proceso espeleogenético principal, procesos como la erosión y colapsos por gravedad toman parte en el desarrollo de las mismas, sobre todo en las etapas tardías de la cueva. El tamaño mínimo para que un conducto sea considerado como precursor de cueva es de 5-15mm (Ford, 1988).

Ford y Ewers (1978) elaboraron el modelo de los cuatro estados para clasificar a las cuevas epigenéticas de acuerdo a su desarrollo (Figura, 23). Este modelo se fundamenta en la infiltración del agua meteórica a través de las porosidades

primarias y secundarias, y su relación con el nivel freático. A continuación se resume dicho modelo:

- Estado 0 protocueva: el nivel freático se encuentra muy cerca de la superficie por lo tanto la cueva se desarrolla en la horizontal formando meandros en busca de penetrar por alguna porosidad secundaria.
- Estado 1 cueva batifreática (*bathyfreatic cave*): el nivel freático se encuentra más alejado de la superficie. Forma sólo un conducto por debajo del nivel freático debido a la falta de porosidades secundarias.
- Estado 2 cueva freática con meandros (*multiple-loop cave*): Se crean en donde la frecuencia de fisuras es considerable. La elevación de las cimas de los meandros más altos define la posición estable del nivel freático y no viceversa.
- Estado 3 cueva multimeándrica con nivelación freática: son una mezcla de meandros someros, un *cuasi* horizontal nivel freático y pasajes que representan una frecuencia mucho mayor de fisuras. Los segmentos horizontales se propagan a través de las porosidades secundarias y los planos de buzamiento.
- Estado 4 cueva de nivel freático ideal: el nivel de fracturas es tan alto y la resistencia al agua tan baja que las rutas por donde corre el agua son prácticamente directas con una pendiente suave desde los puntos de carga hasta las surgencias (Ford y Williams, 2007).

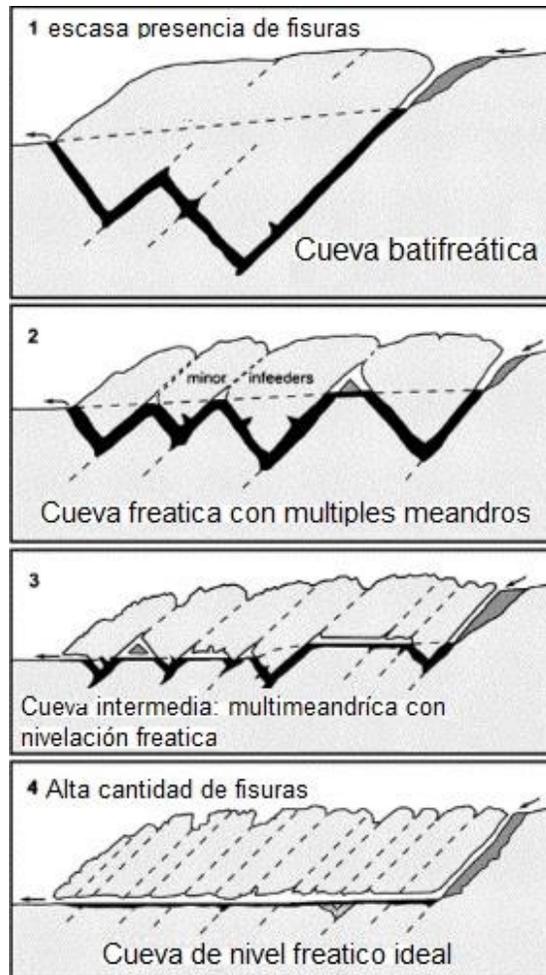


Figura 23. Modelo de los cuatro estados para cuevas epigenéticas. En él se aprecia la evolución de este tipo de cuevas en relación con la presencia de fisuras. Tomado de Ford y Williams, 2007

El modelo de los cuatro estados ayuda a identificar el estado evolutivo en que se encuentra la Cueva del Tigre. Así mismo ayuda a correlacionar la actividad tectónica que existe en una región con la evolución de las cuevas puesto que a mayor actividad mayor número de fisuras y fracturas, situación que facilita el desarrollo de las cuevas.

Klimchouk (2004b) clasifica la morfología de las cuevas en tres escalas:

- Micro-morfología: se caracteriza por las formas más pequeñas que realizan la conducción de agua (porosidad primaria).

- Meso-morfología: expresa la geometría de los principales elementos de la cueva:
 - Pasajes: son conductos alargados con longitud considerablemente mayor a su ancho y altura. Pueden ser lineales, angulados o sinuosos; horizontales, inclinados o verticales.
 - Cámaras o galerías: el ancho o el alto son mayores a los de los pasajes adyacentes.
- Macro-morfología: se refiere a la expresión de las cuevas en cuanto a patrones de desarrollo (Figura, 24), toma en cuenta la orientación respecto al campo gravitacional y la estructura de sus niveles. Entre los patrones se reconocen:
 - Cueva de conducto sencillo (*single-conduit caves*).
 - Cueva de un solo salón (*single-void caves*).
 - Cuevas ramificadas (*branchwork caves*).
 - Cuevas de laberinto (*maze caves*).
 - Cuevas de laberinto en red (*network maze cave*).
 - Cuevas de laberinto anastomóticas (*anastomotic maze cave*).
 - Cuevas de laberinto ramiformes (*ramiform maze cave*).

Cuevas de laberinto tipo esponja (*spongework maze cave*) (Palmer, 2000).

Los patrones de desarrollo de las cuevas son principalmente controlados por factores hidrogeológicos como porosidad, tipo de recarga y tipo de flujo (Klimchouck, 2004).

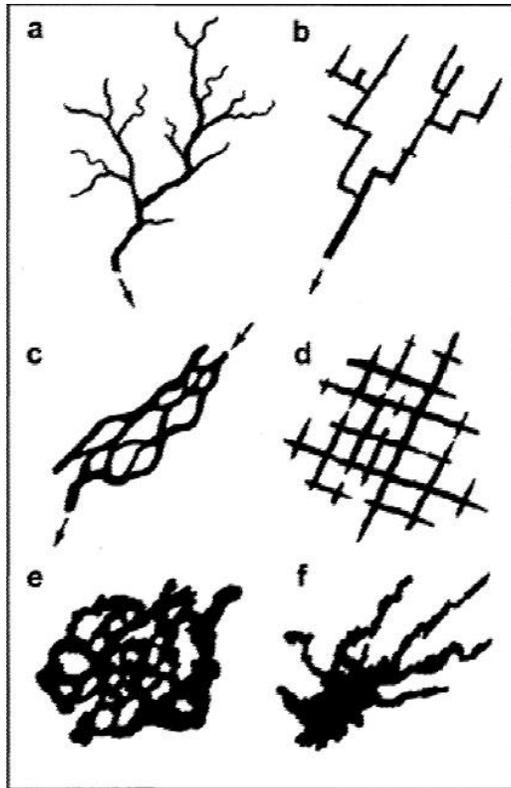


Figura 24. Patrones de cueva visto desde planta. a= ramificadas; b= ramificado por fisuras; c= laberinto anastomótico; d= laberinto en red; e=laberinto tipo esponja; f= laberinto ramiforme.

Tomado Palmer, 1991.

Desarrollo y Morfología de los conductos.

A grandes rasgos, el desarrollo de las cuevas se determina principalmente por el gradiente hidráulico y la capacidad de captación de agua, sin embargo, el desarrollo de los pasajes es controlado por dos factores, la composición química de la litología y las características estructurales de la misma. (Guillieson, 1996).

El papel de la litología recae en el grado de pureza de las calizas y la estratificación, es decir, el acomodo de los diferentes tipos de rocas que se encuentren en el macizo donde se está desarrollando una cueva. La estratificación de las rocas crea distintos horizontes, el horizonte precursor de las cuevas se conoce como el horizonte de inepción (Guillieson, 1993). El horizonte de inepción

es un estrato rocoso que es particularmente susceptible a los efectos de la karstificación, generalmente es rico en carbonato (Lowe y Waltham, 1995)

Las fracturas, fisuras y fallas son las características estructurales de la litología que están involucradas en la formación de los conductos y su morfología. (Guillieson, 1993).

Una fractura es una incisión que se forman en la roca a causa de las fuerzas de cizalla, levantamientos o pliegues en los estratos. Suelen ser perpendiculares a la dirección del plano de estratificación pero también pueden ser inclinadas o inclusive sinuosas. En planta se puede observar cuando se intersectan, al hacerlo forman patrones rectangulares o romboides. Muchas cuevas tiene pasajes guiados por las fracturas y en casos extremos marcan el patrón general de la cueva. La circulación del agua siempre se verá favorecida con la presencia de fracturas. (Guillieson, 1993).

Una falla es una fractura que desplaza un paquete rocoso. Al crea separaciones entre los estratos, las fallas actúan como horizontes de tecto-incepción. Las fallas suelen ser las causales de los conductos dominantes (Guillieson, 1993).

Con base en la ubicación de los conductos respecto al nivel freático se pueden catalogar en: vadosos, epifreáticos y freáticos.

- Vadosos: En estos conductos la disolución sólo ocurre en las zonas no saturadas por donde fluye el agua (Mihevc *et al.*, 2004). El desarrollo de estos conductos se da principalmente por el movimiento de las corrientes de agua producto del gradiente de la pendiente, desarrollando un perfil cóncavo longitudinal que da lugar a la formación de cañones, estos adquieren formas sinuosas conocidas como meandros debido a incisiones laterales en el conducto (Figura, 20). El flujo turbulento que se llega a presentar en estos conductos da lugar a la formación de pequeñas depresiones como los *scallops* y *marmitas* (Jennings, 1971).
- Epifreáticos: al formarse dentro de la fluctuación del nivel freático comparten características de ambas zonas.

- Freáticos: Son aquellos conductos que están o estuvieron originalmente totalmente cubiertos por agua, lo cual permitió que el proceso de disolución se desarrollara en todas las paredes de la cueva por igual. Mientras los conductos permanecen freáticos tienden a tener una morfología redonda, si existe la presencia de planos de buzamiento o uniones tienden a desarrollarse sobre estas y adquieren forma elíptica (Mihevc, *et al.* 2004) (Figura, 20).

Tanto los conductos freáticos como los vadosos pueden ampliarse debido a procesos de colapso. Estos procesos son favorecidos por factores tales como: litología, fisuras, planos de buzamiento, planos de estratificación, clivaje y estrés tectónico (Jennings, 1971).

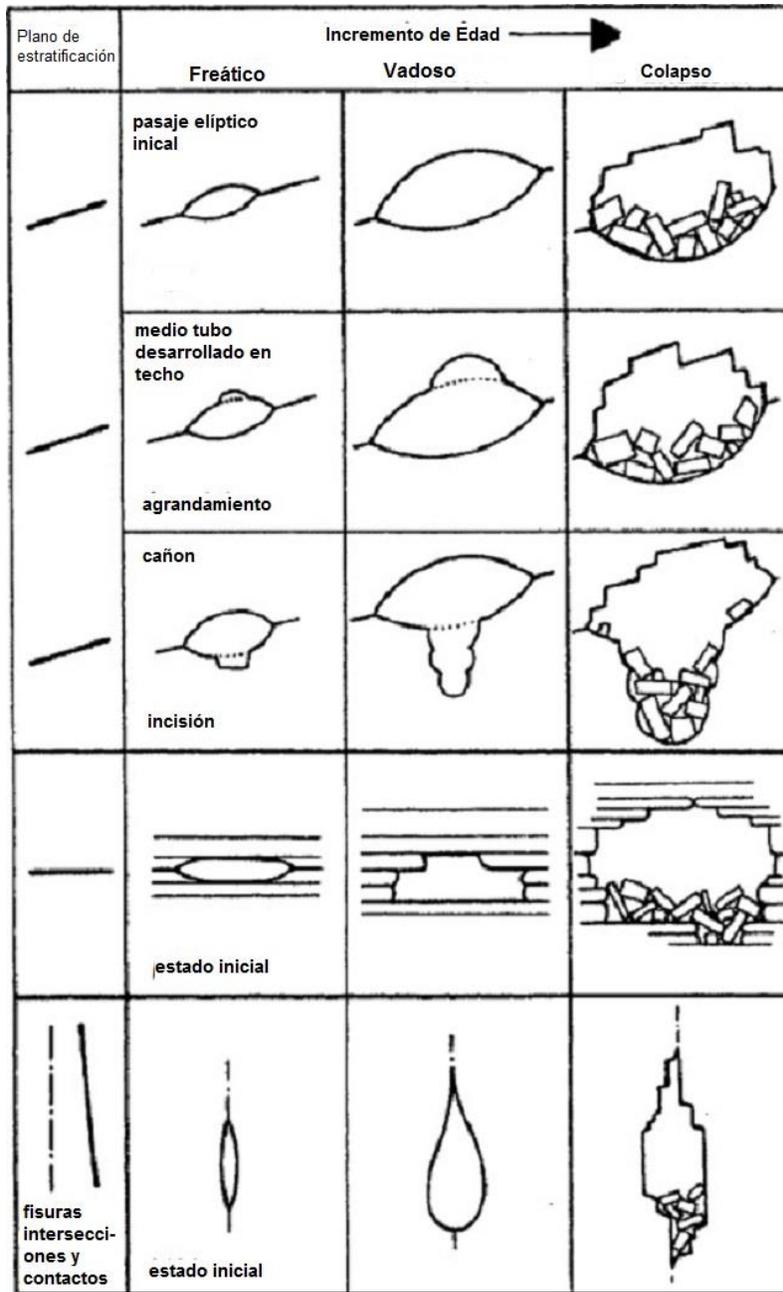


Figura 25. Morfología de los pasajes en relación con el plano de estratificación y orientación de las fisuras. La evolución de los pasajes atraviesa por etapas: freática, vadosa y colapso.. Los pasajes inician como freáticos y si la evolución de la cueva lo permite van adquiriendo características vadosas y posteriormente de colapso. Tomado de Bögli, 1980.

Tipos de Pasajes.

Shaft (pozo).

Son cavidades verticales formadas por el agua en la zona vadosa que fluye a través de fracturas (Figura, 26), se presentan como entrada de cuevas o bien se desarrollan dentro de las mismas. Los *shafts* pueden desarrollarse a partir de la convergencia de flujos difusos como los que se encuentran en el epikarst (esta situación los localiza por encima del pasaje) o bien fungir como sumidero de una corriente, son los componentes verticales de los conductos vadosos. Si existen intersecciones entre fracturas tienden a desarrollar formas redondeadas (Palmer, 2007).

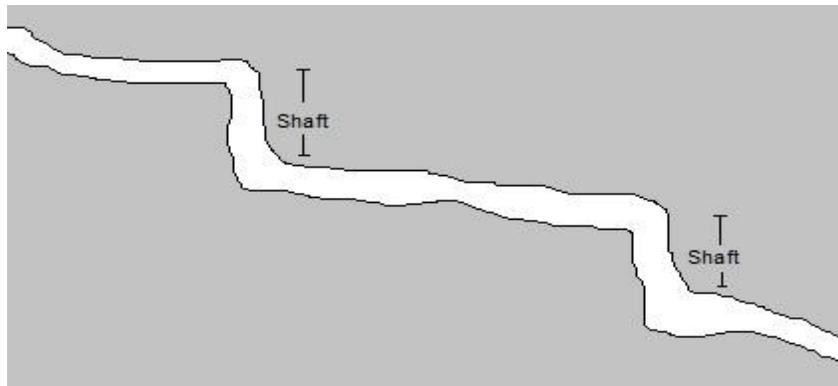


Figura 26. Desarrollo vertical de un conducto por shafts. Redibujado de Palmer, 2007.

Cañones.

Son pasajes altos, sinuosos y estrechos; su altura siempre es mayor que su anchura (Figura, 27). Son formados por agua vadosa que fluye por fisuras inclinadas incidiendo en la roca. La anchura es proporcional al flujo de agua que los forma. La diferencia de solubilidad en las rocas provoca estrechamientos o ensanchamientos. Las fracturas en los planos de estratificación van cambiando la dirección de la corriente provocando la formación de meandros.

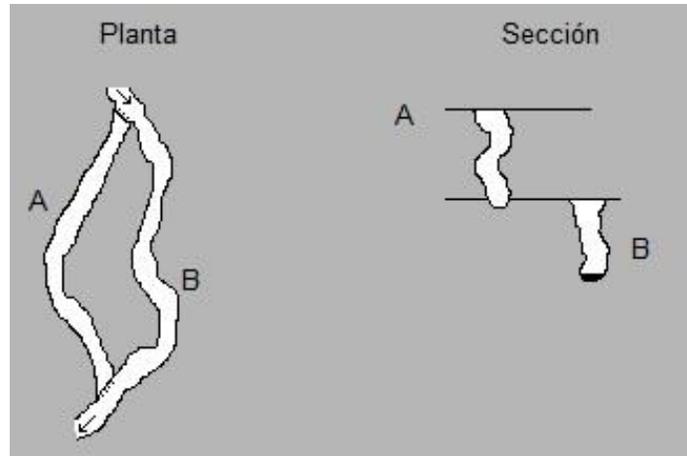


Figura 27. Pasaje encañonado de dos niveles. Redibujado de Palmer, 2007.

Tubulares.

Son conductos con una morfología lenticular, elíptica o casi circular por lo general más anchos que altos (Figura, 28). Se originan en el nivel freático o por debajo de él donde se encuentran cubiertos de agua. A diferencia de los cañones que solo se desarrollan en su parte inferior, los pasajes tubulares crecen en todas direcciones siguiendo los planos estratificación y las fracturas (Palmer, 2007).

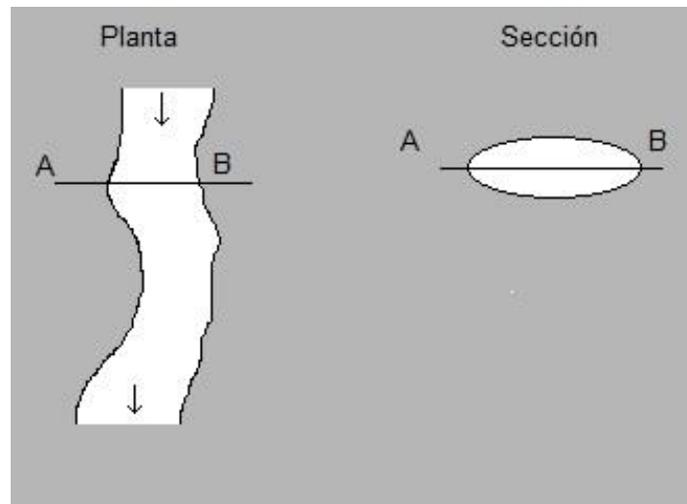


Figura 28. Pasaje de tubular, la morfología elíptica indica que su desarrollo se ocurrió debajo del nivel freático.

Keyhole (cerradura)

Son pasajes con una morfología similar a una cerradura, una sección superior redondeada y una porción incisiva inferior (Figura 29). Existen dos tipos de génesis para estos conductos: Inicialmente fueron tubos freáticos pero a causa de un levantamiento de la zona o un descenso en el nivel freático pasan a tener un desarrollo incisivo similar a los cañones, o son pasajes superiores al nivel freático que solo se desarrollan con crecidas extraordinarias (Palmer, 2007).

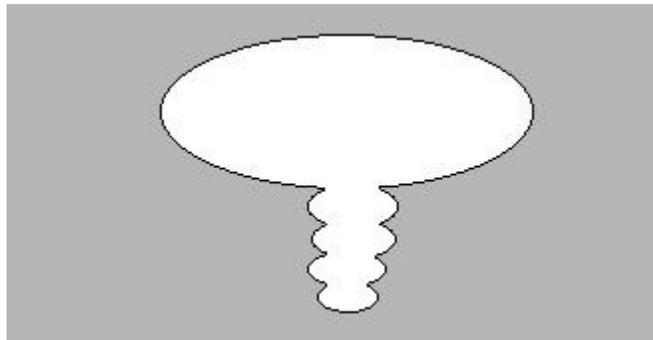


Figura 29. Conducto keyhole o cerradura, el desarrollo redondeado es típico freático, el posterior descenso del nivel freático provoca incisión vadosa.

Capítulo III Análisis Morfométrico.

En este capítulo se realiza una identificación de elementos morfológicos (inclinación de pendientes, facetas triangulares y morfolineamientos) que permitan identificar rasgos en el relieve que presenten una relación con la actividad kárstica. La identificación de estos elementos morfológicos se realizó tomando como punto de partida un mapa de regiones morfológicas que tiene como finalidad facilitar la interpretación de los índices numéricos de las formas del relieve dentro del área de estudio, en específico la Sierra Madre Oriental.

El análisis cartográfico aquí mostrado, ayuda a identificar con precisión el vínculo que existe entre la morfología superficial y la existente en las cuevas de origen kárstico. Una de las mayores particularidades que ha resultado de este análisis, es la identificación de los elementos tectónicos que controlan el desarrollo de la Cueva del Tigre.

Los mapas que se muestran a continuación presentan información de dos maneras distintas: inclinación de laderas y energía del relieve, permiten identificar características relativas a la morfología y desarrollo de la Cueva del Tigre, mientras que los mapas de morfolineamientos y facetas triangulares ayudan a comprender el control estructural de la misma.

La elaboración de los mapas se realizó a través de un Sistema de Información Geográfica (SIGs). El uso de las herramientas digitales permitió la obtención de los datos estructurales de una manera precisa que facilitó en gran medida su posterior procesamiento, además la posibilidad de ajustar los valores morfométricos ayudó a obtener una presentación apropiada para la interpretación de los fenómenos en cuestión.

El software de SIGs utilizado para los siguientes mapas fue el Arcmap versión 10.1.

3.1 Mapa Regiones Morfológicas.

El objetivo de este mapa (Figura, 30) es identificar relieves con un origen, morfología, procesos y edad comunes dentro del área de estudio que facilite la interpretación de los mapas obtenidos a través de la identificación de morfologías concretas que permitan distinguir el área de influencia potencial para la Cueva del Tigre.

Su elaboración constó de dos etapas. En primera instancia se realizó la regionalización sobre un modelo digital de elevación generado a partir de las curvas de nivel contenidas en los datos vectoriales de las cartas Cuetzalan y Teziutlán, ambas editadas por el INEGI a una escala 1:50 000. La regionalización se llevó a cabo bajo un criterio morfológico, con el apoyo del mapa topográfico, inclinación del terreno y el mapa geológico del área de estudio, este último fue de gran utilidad para diferenciar las estructuras en función de su litología y realizar una correcta regionalización utilizando criterios geomorfológicos. La segunda etapa de la elaboración constó en la digitalización del mapa resultante a través del software ArcMap 10.1.

Regiones Morfológicas

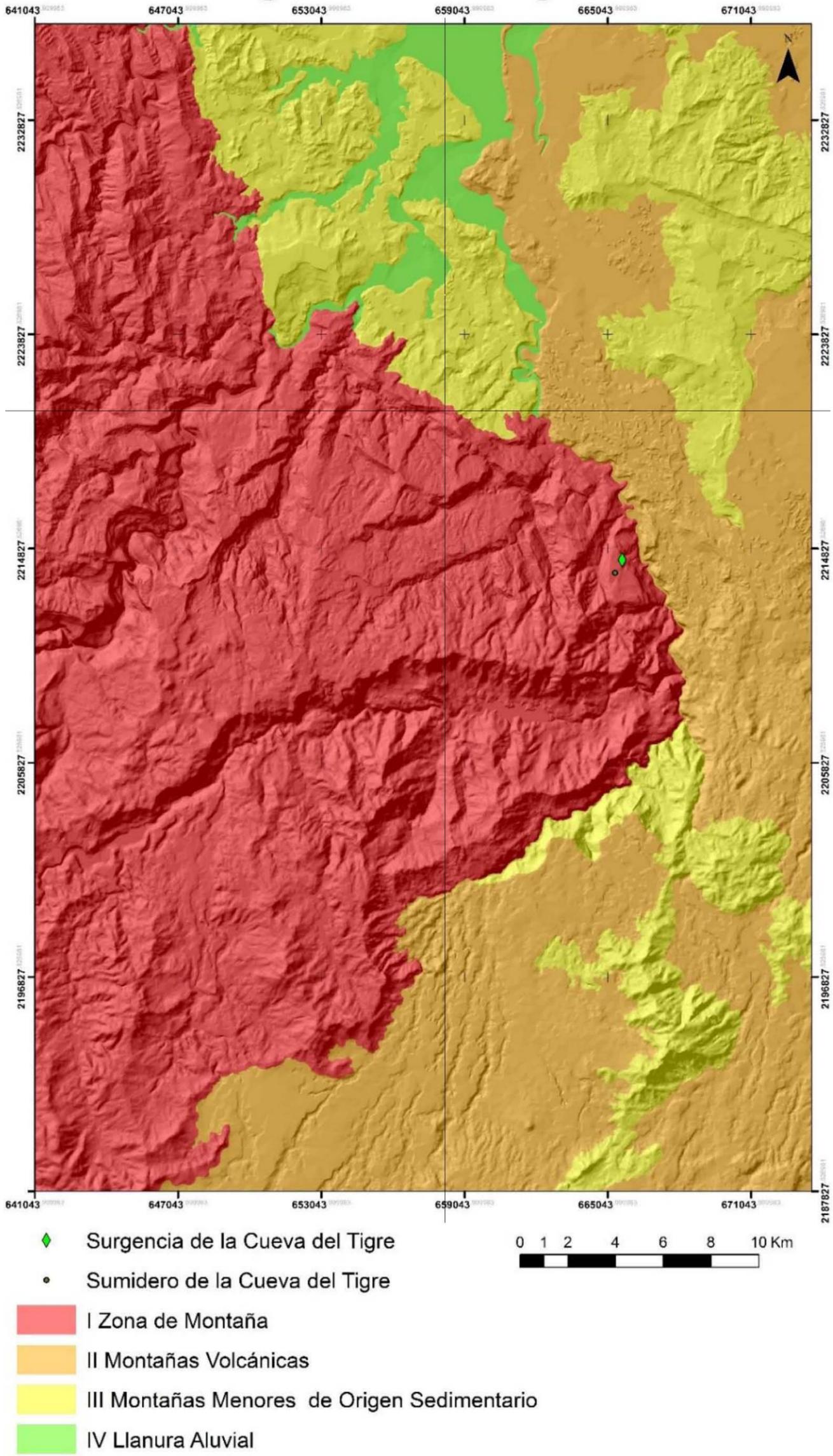


Figura 30. Mapa Regiones Morfológicas.

A continuación se describen las regiones morfológicas resultantes del mapa:

- **I. Zona de Montaña:** Comprende a las elevaciones naturales con más de 200m de altitud desde su base. Se distingue de las otras regiones montañosas debido a que su morfología corresponde a montañas plegadas propias de la actividad tectónica que dio origen a la Sierra Madre Oriental (SMO). En general esa zona se distingue por estar formada de calizas y lutitas del Jurásico y Cretácico.

Esta zona representa el límite de la Sierra Madre Oriental con la Llanura Costera del Golfo y el Cinturón Volcánico (CVM).

- **II. Montañas Volcánicas:** Representa elevaciones montañosas de origen volcánico afectadas por fallas, estas pueden ser aisladas o generar grandes sistemas montañosos (Lugo-Hubp, 2011). En este mapa se presentan como una película heterogénea que fluye desde el sur que va disminuyendo de altitud conforme avanza hacia el norte de la región. El origen de esta región se atribuye a la actividad ígnea del CVM, sin embargo, la porción sur se encuentra parcialmente cubierta por sedimentos, esto es apreciable debido a valles fluviales claramente definidos.

- **III. Montañas Menores de Origen Sedimentario:** Se constituyen como elevaciones de poca altitud con laderas empinadas y desarrollo de procesos gravitacionales. En general presentan valles profundos, un gran contraste de alturas y gran erosión (Lugo-Hubp, 2011).

En este mapa se presentan como pequeñas cadenas montañosas aisladas ubicadas entre zonas de transición de las provincias fisiográficas que convergen en el área. Las rocas que dan origen a estas elevaciones pertenecen al Jurásico y Cretácico, y en su mayoría corresponden a calizas y lutitas.

- **IV Llanura Aluvial:** se caracteriza por una morfología de superficie amplia a manera de terraza acumulativa fluvial o a llanuras de inundación (Lugo-Hubp, 2011). Como su nombre lo indica representa un área plana que responde a la acumulación de los sedimentos acarreados por el caudal del río Apulco. Sus aluviones datan del Cuaternario.

3.2 Mapa Inclinación del Terreno.

Este mapa (Figura, 31) consiste en mostrar la inclinación del terreno por medio de la transformación de las distancias entre las curvas de nivel a grados de pendiente. Este resultado se obtiene al dividir la distancia vertical entre la distancia horizontal (Lugo-Hubp, 2011).

El objetivo de este mapa es clasificar el terreno en función de la inclinación, de este modo es posible visualizar la dimensión de las distintas formas de relieve, particularmente eficiente para denotar los escarpes montañosos y profundidad de los valles. Otra utilidad de la inclinación del terreno recae en la identificación de zonas estables en el sentido de procesos erosivos, situación de gran interés para el estudio de fenómenos kársticos.

En lo que respecta a los fenómenos kársticos la inclinación del terreno juega un papel clave. Grandes valores de inclinación representan un mayor gradiente hidráulico, situación propicia un desarrollo acelerado del karst puesto que aumenta la erosión además de la disolución. En el caso opuesto inclinaciones bajas o nulas favorecen la infiltración, componente importante para la recarga de acuíferos, los cuales, mantienen el desarrollo de los procesos kársticos, en especial para los relacionados con la espeleogénesis.

Para la realización de este mapa se utilizó la herramienta *slope* del software ArcMap que calcula automáticamente la pendiente del área de estudio y genera zonas de inclinación.

Inclinación del Terreno

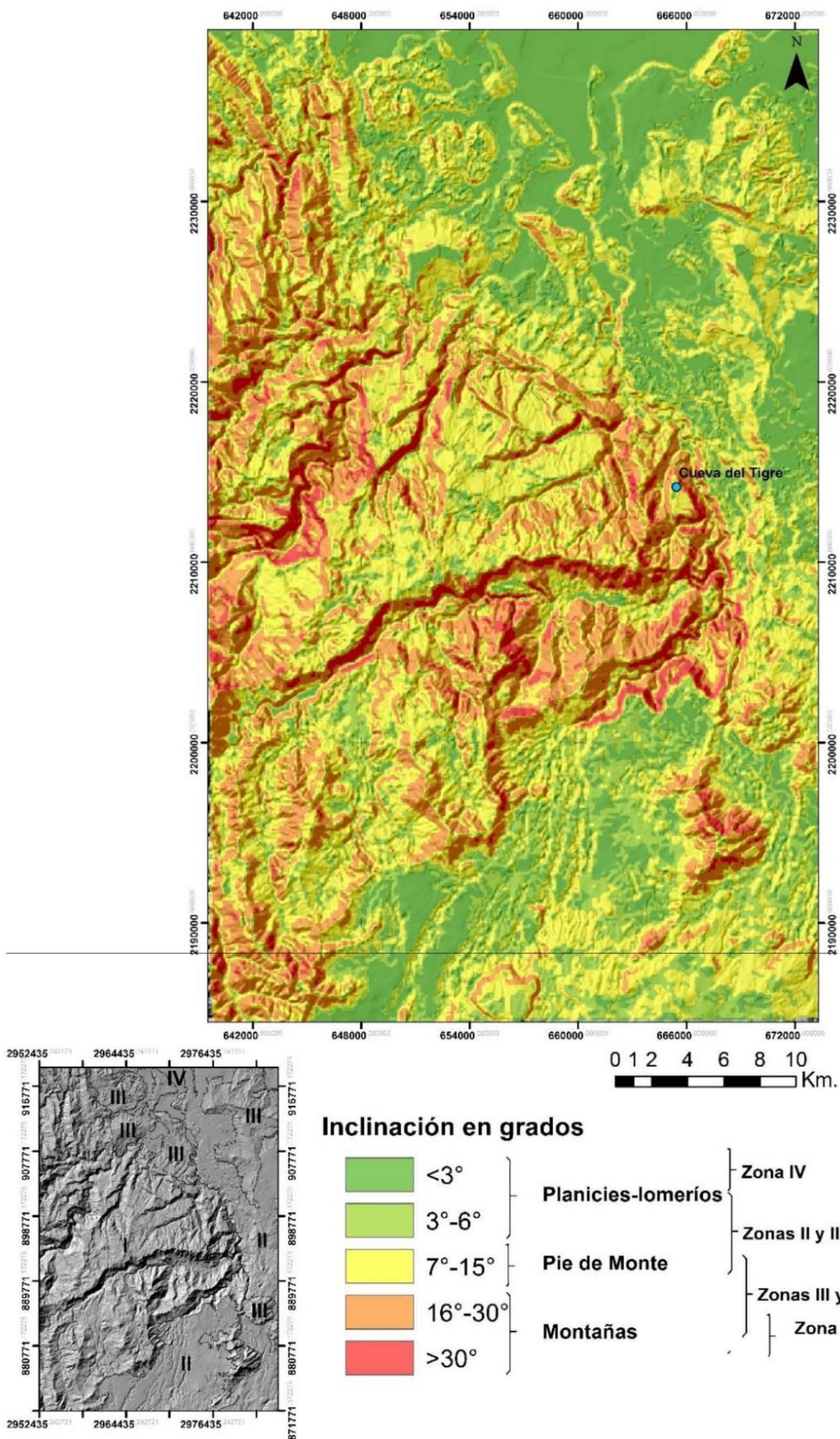


Figura 31. Mapa inclinación del Terreno

Como resultado de este mapa (Figura, 31) se obtuvo la siguiente clasificación en función de la regionalización del mapa Regiones Morfológicas (Figura, 30):

Planicies y Lomeríos. Esta unidad de relieve se caracteriza por contar con una inclinación que va desde 0° a 6° de pendiente. Pertenece principalmente a zonas de acumulación fluvial y por ende el gradiente hidráulico es bajo en este tipo de relieve. se encuentra distribuida en prácticamente todas las zonas, siendo la Zona IV constituida por completo por planicies de acumulación fluvial. La distribución de esta unidad en la Zona I representa puntos de recarga para los acuíferos del área. En la Zona II, esta unidad, se presenta con una morfología de mesetas seccionadas por valles fluviales en la porción sur y como grandes mesetas en la porción boreal. En la Zona III esta inclinación se muestra como remanentes de la zona de pie de monte que ha sido fuertemente erosionada, en esta zona se hace evidente la transición de lomeríos (3°-6°) a la zona de planicie.

Piedemonte. Es la unidad que se representa por las inclinaciones que van desde 7° a 15°. En términos geomorfológicos representan la transición entre la montaña y las planicies-lomeríos, su morfología es clara debido a que se asemeja a una rampa y su inclinación representa un gradiente hidráulico moderado, por. Su presencia es bien diferenciada en cada zona y marca los límites interzonales.

Montañas. Se presentan como el relieve más inclinado del mapa, independientemente de su altura se considera montaña a las zonas con una pendiente mayor a 16°, lo abrupto de las mismas se visualiza con facilidad en el cambio de tonalidad. La mayor distribución de esta morfología se encuentra dentro de la Zona I. Los escarpes abruptos de esta zona, al igual que los valles profundos, son resultado de la actividad tectónica de la SMO que ha plegado los estratos rocosos del área. Estos pliegues han tenido como resultado una alta inclinación en el relieve, misma que se traduce como un gradiente hidráulico elevado, el cual facilita la erosión en Zona. La alta erosión producto de la inclinación tiene como resultado una morfología montañosa con valles profundos que permiten distinguir bloques bien definidos.

3.3 Mapa de energía del relieve.

El objetivo de este mapa es evidenciar la influencia de la tectónica y su vínculo (potencial erosivo) con la intensidad de los procesos exógenos. (Lugo-Hubp, 1991). La energía del relieve se manifiesta a través de la convergencia de la diferencia altitudinal, litología, dinámica tectónica y geometría del terreno (Zaragoza, 2006). El conjunto de estos factores se traduce en el potencial erosivo al que puede estar sujeto el terreno. Valores elevados representan una alta probabilidad de modificación del relieve por procesos fluviales y/o gravitacionales, mientras que los valores bajos indican zonas de estabilidad y acumulación, tanto de detritos como de agua.

Para la elaboración de este mapa se creó una malla de 1000 m² sobre un modelo digital de elevación generado a través de los datos vectoriales de las curvas de nivel contenidas las cartas topográficas 1:50 000 del área de estudio. El proceso de elaboración consistió en restar la menor elevación a la mayor dentro de cada cuadro de la malla con el fin de obtener un rango. Como resultado se creó un mapa que permite visualizar las áreas con mayor energía del relieve (Figura, 32).

Energía del Relieve

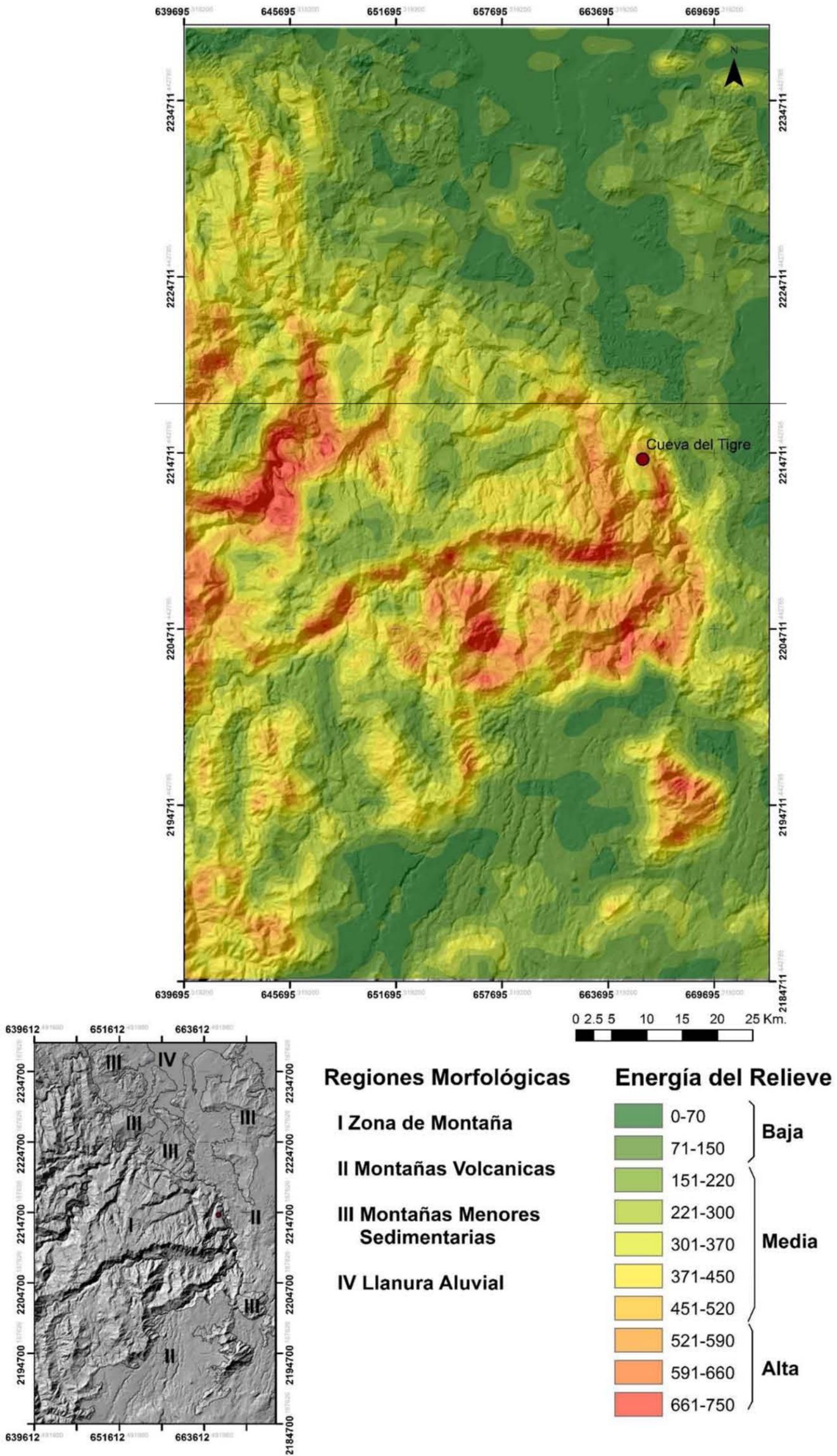


Figura 32. Mapa Energía del Relieve

Energía Baja (< 150). Es rango ocupa la mayor parte del área de estudio. Se distribuye desde el sur (Zona I) dentro del CVM ocupando una gran porción caracterizada por rocas basálticas que presenta algunas elevaciones aisladas de origen sedimentario (Zona II) y comienza a estrecharse hacia el este siguiendo el límite de la SMO (Zona I) para posteriormente ensancharse de nuevo hasta converger con la Llanura Costera del Golfo, caracterizada por una gran planicie de depositación fluvial (Zona IV).

Este rango también se encuentra dentro de SMO (Zona I), aquí juega un papel importante como zona de aparente estabilidad intermontana. Esta región se caracteriza por contar con una litología rica en carbonato de calcio, la cual se erosiona con facilidad. La presencia de estas zonas de estabilidad ayudan a la recarga de los acuíferos kársticos de la región.

Energía Media (150-500). Se distribuye principalmente en la Zona I ocupada por la SMO. Se presenta en la mayoría de las laderas de la zona de montaña, manifestándose donde existe una mayor cantidad de pliegues. Las áreas de energía moderada también se presentan como regiones de transición entre las distintas regiones morfológicas.

En lo concerniente al Karst, este rango energético indica un gradiente hidráulico que se traduce en karstificación y erosión. Esta situación se evidencia en una gran cantidad de formas residuales dentro de la Zona de montaña producto de la litología, actividad tectónica y gradiente hidráulico. A su vez la zona de montaña se ve diseccionada en bloques que obedecen a cambios litológicos.

Energía Alta (>520). Se localizan dentro y en los límites de la Zona de Montaña. Marca los mayores escarpes de la región mismos que se acompañan de valles profundos. La disección de bloques evidenciada por las zonas de mediana energía es mucho más aguda y enmarca una división de mayor tamaño.

La disección provocada por estas zonas se atribuye a fallas que posteriormente dan paso a la erosión fluvial, siendo los ríos Zempoala (ubicado al Oeste de la Zona de Montaña), Apulco y el flanco norte de la Presa La Soledad las áreas que

presentan la más alta energía de la región. Estos rasgos morfológicos separan a la SMO de las demás Regiones Morfológicas.

Como resultado de este mapa se muestra a la Zona 1 (SMO) como la región morfológica con mayor energía. Esta situación aunada a la litología propia de esta zona, presenta las condiciones apropiadas para el desarrollo del karst, en especial, formas como la Cueva del Tigre.

La energía del relieve se vincula con el desarrollo de las cuevas de la siguiente manera:

- Baja energía. Ayuda a la recarga de los acuíferos, sin embargo, si el agua dentro del acuífero no fluye con relativa rapidez se satura de carbonato de calcio y como resultado la disolución va disminuyendo de intensidad creando cavidades pequeñas con zonas vadosas poco desarrolladas.
- Energía moderada. tienden a formar cavidades con morfologías freáticas y una zona vadosa moderadamente desarrollada.
- Alta energía. El proceso de disolución es acelerado y se combina con erosión y facilita la formación de la zona vadosa creando cavidades con ese tipo de morfología.

Cambios en la energía del relieve en distintos etapas del desarrollo de las cuevas provocan que las cavidades presenten cambios en la morfología de sus pasajes.

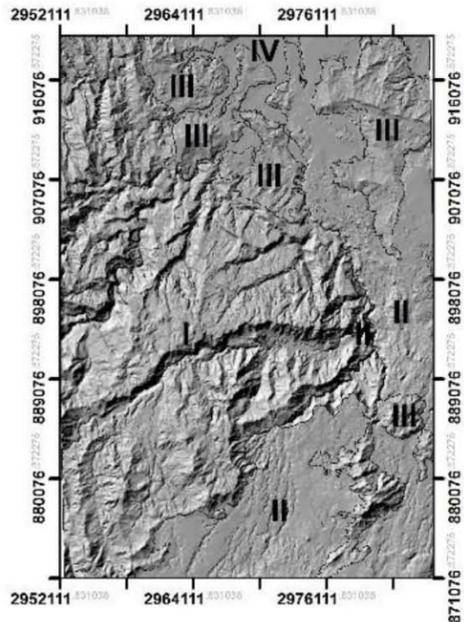
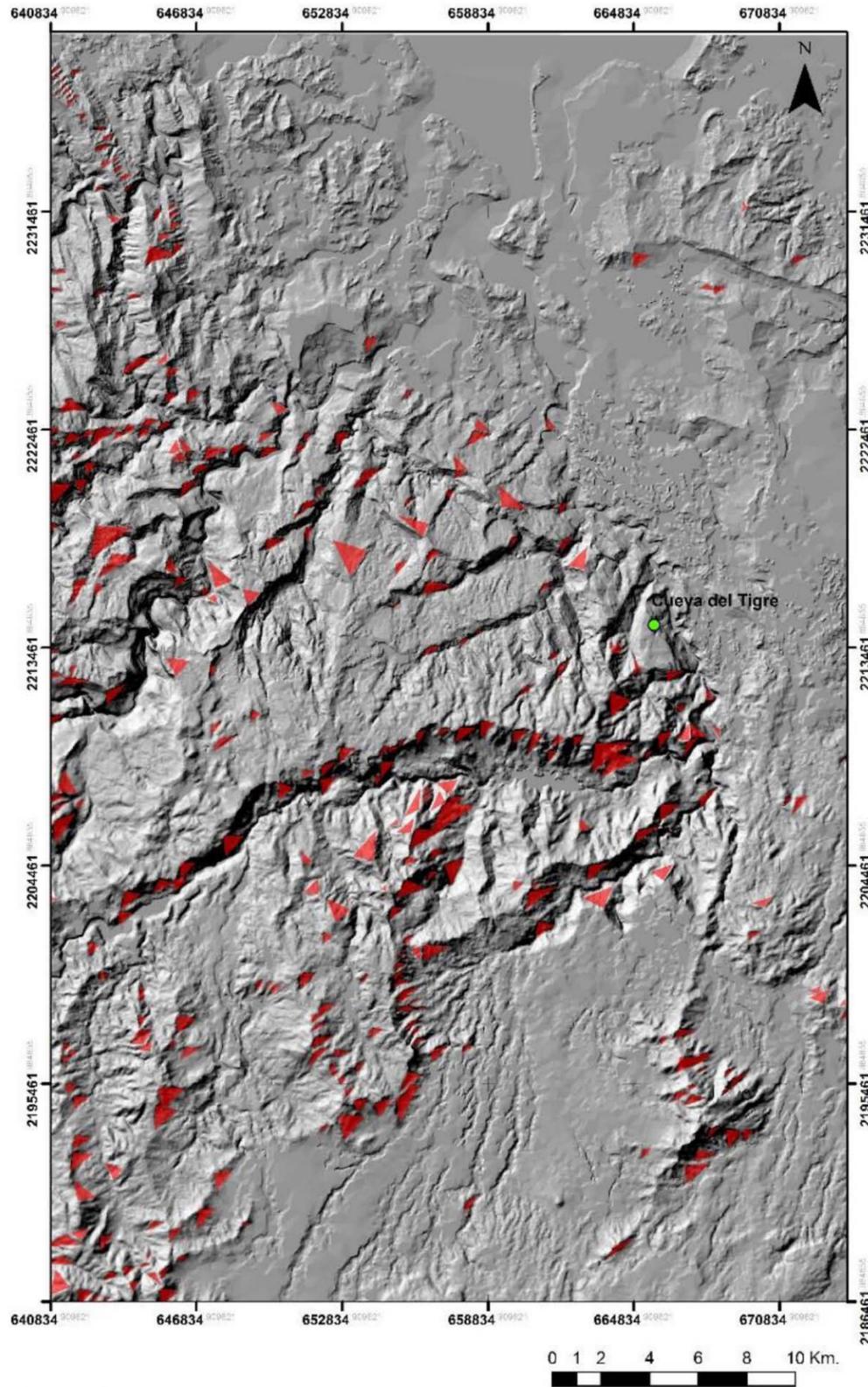
Para la formación de una cueva con las características de la Cueva del Tigre es necesaria un área de captación que se combine con una con alta energía. Esta situación se hace presente en el pequeño bloque de forma triangular ubicado en el límite este de la Zona 1. Este bloque cuenta con energía de media a baja que contiene las características antes mencionadas.

3.4. Facetas Triangulares.

El objetivo de este mapa (Figura, 33) es mostrar las facetas triangulares del área de estudio. Las facetas son rasgos morfológicos que definen la base de una ladera que corresponde con un escarpe de frontal de una falla normal (Koons, 1955; Tsimi y Ganas, 2015; Lugo-Hubp, 2011). Su utilidad recae en evidenciar con mayor precisión la actividad tectónica en el área.

Para la realización de este mapa se trazaron las facetas sobre el mismo modelo digital de elevación que se ha utilizado para los mapas anteriores con la aplicación de un criterio geomorfológico que se basó en identificar laderas que presentaran una morfología triangular con un escarpe plano, las laderas que presentaron escarpes demasiado cóncavos o convexos fueron descartadas con la finalidad de concentrarse en las que mostraran de manera más clara escarpes producidos por fallamientos. En total se identificaron 377 facetas.

Facetas Triangulares



Regiones Morfológicas

- I Zona de Montaña
- II Montañas Volcanicas
- III Montañas Menores Sedimentarias
- IV Llanura Aluvial
- ▲ Faceta Triangular

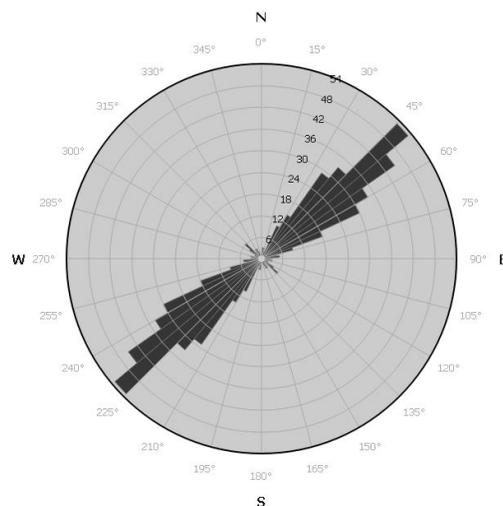
Figura 33. Mapa de Facetas Triangulares.

La mayor distribución de facetas se localiza dentro de la Zona de Montaña, la cual corresponde a la SMO, misma región en la cual se desarrolla la Cueva del Tigre. La región II se encuentra prácticamente ausente de facetas, mientras que la III cuenta con algunas facetas. Por último la región IV presenta una ausencia total de facetas.

Posterior a la identificación de las facetas, se realizó la medición del azimut respecto al norte de la base de cada faceta, esto con la finalidad de determinar la dirección de los fallamientos en la región.

Se decidió graficar solo las facetas pertenecientes a la Zona de Montaña debido que al ser la región donde se desarrollan el fenómeno de estudio se busca eliminar datos que puedan confundir la dirección predominante de las fallas en la presente región.

El diagrama de rosa de la Zona de montaña (Figura, 34) Muestra que la dirección predominante que siguen las facetas es de 45° , resultado que concuerda con la información de actividad tectónica del área descrita por Eguiluz de Antuñano *et. al.* (2000). Esta información cobra relevancia una vez que se relacione con la morfología de la Cueva del Tigre, la cual se analizará más adelante.



3.5. Mapa de Morfolineamientos.

Un morfolineamiento se reconoce como una estructura geológica o rasgo morfológico de origen tectónico, de carácter regional, que cuenta con una orientación definida por una línea (Lugo-Hubp, 2011).

El objetivo de este es identificar los morfolineamientos en el área de estudio a fin de contar con una mayor cantidad de información tectónica, a través de la interpretación cartográfica especializada.

Para la elaboración de este mapa se trazaron los morfolineamientos sobre el mismo modelo digital de elevación que se ha utilizado para los mapas anteriores. El criterio para el trazado de los morfolineamientos constó en identificar líneas rectas en tantos rasgos del relieve como fue posible. A diferencia de la técnica convencional de trazar largos lineamientos, y en ocasiones curvas, en este método se seccionaron los lineamientos con la finalidad de mostrar la mayor cantidad de movimientos tectónicos posibles. En total se trazaron 1415 morfolineamientos (Figura, 35).

Morfolineamientos

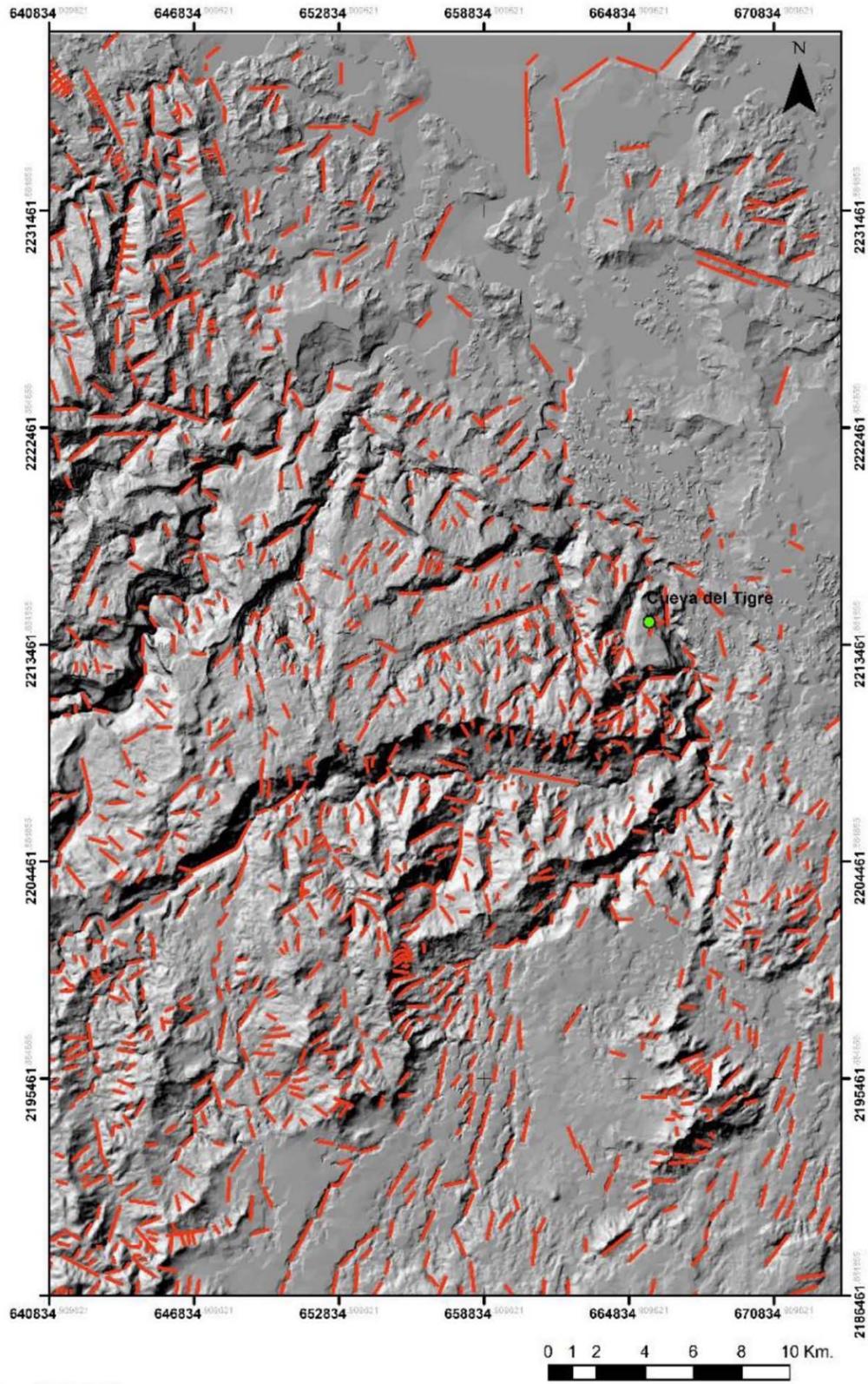
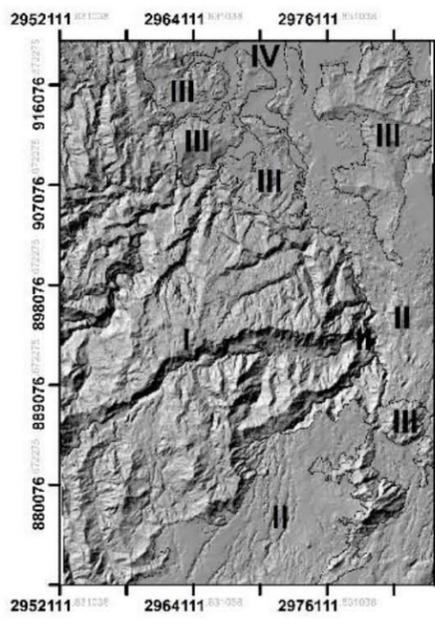


Figura 35. Mapa de Morfolineamientos.



Regiones Morfológicas

- I Zona de Montaña
 - II Montañas Volcanicas
 - III Montañas Menores Sedimentarias
 - IV Llanura Aluvial
- Morfolineamiento

La mayor densidad de Morfolineamientos se muestra dentro de la Región Morfológica I (Zona de montaña), la cual comprende la mayor parte de la SMO mostrada en el área de estudio. Los lineamientos de esta zona responden en los general a proceso de erosión fluvial dejando formas residuales, sin embargo, los lineamientos más largos se localizan en los valles más profundos situación que sugiere presencia de fallas que han dado origen a los mismos.

Las otra Regiones Morfológicas no muestran gran cantidad de lineamientos, la Zona II sería la que presenta el mayor número de ellos en su porción sur, localizados en valles poco profundos. La Zona III muestra lineamientos semejantes a los de la Zona I en un sentido morfológico. Por último la Zona IV muestra algunos lineamientos aislados que representan formas residuales que han sido fuertemente erosionadas.

Con la finalidad de hacer evidente la influencia de la actividad tectónica relacionada con la Cueva del Tigre, se tomó en cuenta sólo la actividad registrada dentro de la SMO. Como resultado del mapa se obtuvo el siguiente diagrama de rosa (Figura, 36):

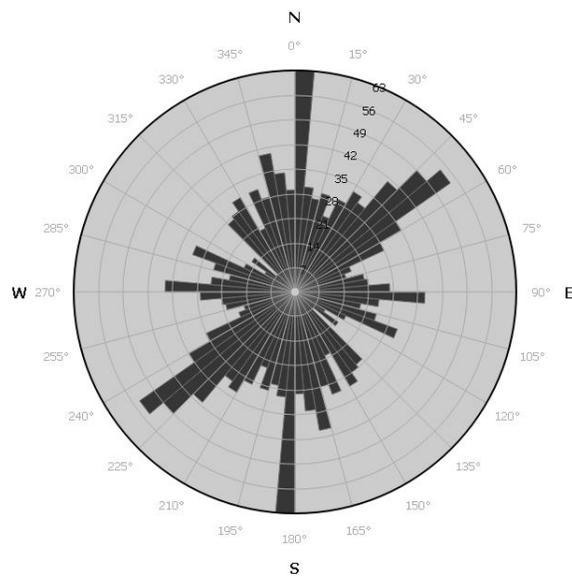


Figura 36. Diagrama de rosa de los morfolineamientos de la Zona I obtenidos del mapa de morfolineamientos.

Basado en la premisa de que los morfolineamientos tienen un origen tectónico, el diagrama obtenido muestra que la actividad tectónica presenta dos agrupaciones de predominantes que se orientan a 0° y 50° respectivamente.

La orientación del grupo orientado al NE (Figura, 36) comparte valores muy similares a los mostrados por el diagrama de facetas triangulares (Figura, 34). Similitudes que acompañadas de la información ya existente del área ratifican que la actividad tectónica se ve orientada hacia los 45°

Como resultado del análisis morfológico producto de la interpretación cartográfica de los mapas generados en este capítulo se identificaron componentes claves de la geomorfología superficial como son: Inclinación del terreno, Energía del Relieve, Facetas triangulares y morfolineamientos; todos de gran utilidad para comprender la espeleogénesis de la Cueva del Tigre y la relación que existe con la evolución del paisaje en la región de estudio.

Capítulo IV. Espeleogénesis de la Cueva del Tigre.

En este capítulo consta de dos partes: primero un análisis estructural y posteriormente un análisis morfológico de la Cueva del Tigre, ambos análisis se realizan con la finalidad de determinar la espeleogénesis de la cueva en cuestión e identificar elementos que guarden relación con la evolución del paisaje en la región de estudio a fin de relacionar ambos procesos.

Como elementos para determinar la espeleogénesis de la Cueva del Tigre se realizaron los procedimientos:

- **Topografía de la Cueva del Tigre.** El levantamiento topográfico se realizó utilizando un distanciómetro laser, clinómetro y brújula con el apoyo de la metodología elaborada por Day (2002). La información topográfica obtenida fue procesada a través del SIG ArcMap 10.1. Los mapas obtenidos se catalogan como UISv1 6-2-C de acuerdo con los criterios de Häuselmann (2011), aprobados por la Unión Espeleológica Internacional (UIS).

En total se realizaron 2 mapas, uno de planta y otro de perfil. Ambos mapas funcionan como herramientas para recabar información tanto tectónica como morfológica. Para facilitar la interpretación y mostrar la morfología a mayor detalle, tanto el mapa de planta como el de perfil fueron divididos en tres secciones con el respectivo mapa a una menor escala.

- **Levantamiento de datos estructurales.** Este procedimiento fue realizado tanto en la superficie como dentro de la Cueva del Tigre. En superficie se realizó en las inmediaciones de la cueva, recabando un total de 34 datos que corresponden a fisuras que se cree son de origen tectónico en el estrato rocoso.

Para el interior de la Cueva del Tigre se respetó el mismo criterio que en la superficie. Aquí se registraron 44 datos.

-

- **Medición de CO₂.** La toma de dióxido de carbono se realizó con la finalidad de conocer la cantidad de este gas en la cavidad, ya que su presencia está directamente relacionada con los procesos de disolución propios del karst. Esta información se muestra en el mapa de perfil. En total se realizaron 5 mediciones.
- **Registro fotográfico e identificación de estructuras.** Se realizó con la finalidad de describir la morfologías de los distintos conductos e identificar las formas pavimentarias y de disolución presentes en la Cueva del Tigre. Los criterios morfológicos empleados para la identificación se basaron en las clasificaciones de Palmer (2007), Bögli (1980) y Hill y Forty (1997) respectivamente. Estos criterios se desarrollaron dentro del capítulo II.

4.1. Análisis Estructural.

El presente apartado analiza los elementos estructurales obtenidos a partir del trabajo de campo y su posterior procesamiento. Como punto de partida se utiliza el mapa de planta producto del levantamiento topográfico realizado en la Cueva del Tigre (Figura, 1) y los datos estructurales recabados en campo. Como parte de este análisis se incluye la información producto de los mapas de morfolineamientos y facetas triangulares presentados en el capítulo 3.

Como segundo elemento de análisis se emplea el mapa de perfil de la Cueva del Tigre (Figura, 8), mismo que se discute en relación con los mapas inclinación del terreno y energía del relieve, también analizados en el capítulo anterior.

Cueva del Tigre (Planta)

Mazatepec, Puebla

575 msnm
Topografía actual 378 metros
Desnivel +39 metros

-  Formación Pimineta
-  Agua
-  Arcilla
-  Topografía pendiente
-  Desniveles
-  Bloques

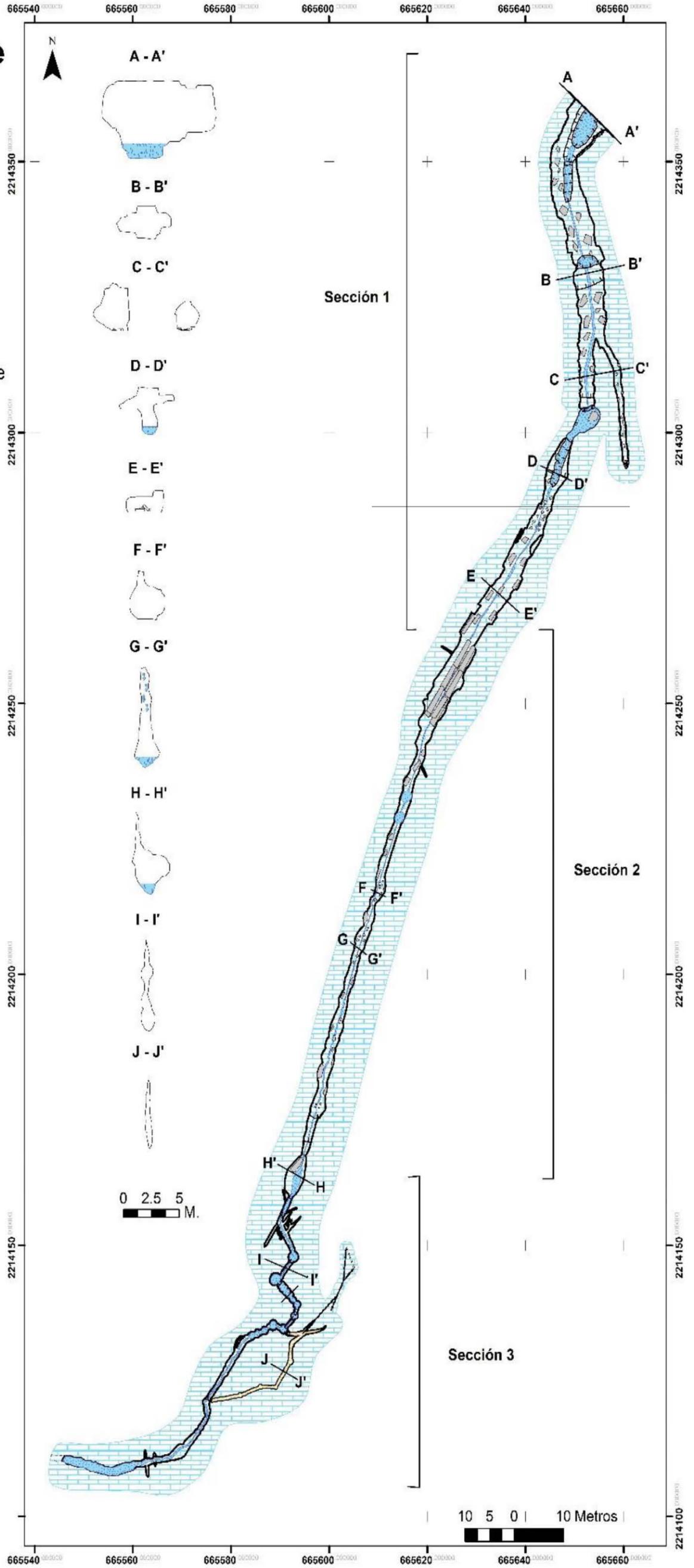


Figura 37. Mapa vista desde planta de la Cueva del Tigre.

El presente mapa (Figura, 37) tiene como objetivo mostrar las características generales (morfología y orientación) apreciables desde una vista de planta de la Cueva del Tigre (CT).

Este mapa permite recabar información estructural y observar características morfológicas de manera general, mismas que serán analizadas a detalle en un total de tres secciones mostradas posteriormente en el apartado de morfología del presente capítulo.

Con la finalidad de identificar la disposición general de la orientación de los pasajes de la CT, se trazaron lineamientos en el centro de cada pasaje y conducto con apoyo de los datos topográficos recabados en campo, posteriormente se midió la orientación de cada uno de los lineamientos trazados respecto al norte. De este modo se trazaron un total de 65 lineamientos que se muestran graficados en el siguiente diagrama de rosa:

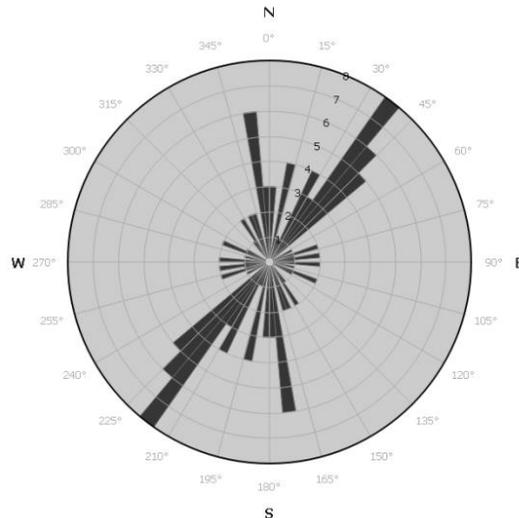


Figura 38. Diagrama de rosa de lineamientos dentro de la Cueva del Tigre.

El diagrama de rosa (Figura, 38) muestra que la Cueva del Tigre sigue dos orientaciones principales. La principal orientación de los pasajes es controlada por la dirección 35° . Sin embargo existe un segundo componente estructural que

dirige gran cantidad de pasajes hacia una dirección de 350°, esta intersección de orientaciones marca un arreglo general de la cueva controlada por 40° y 350° respectivamente. Los pasajes más largos de la cueva tienen una orientación de 35° mientras que los cambios de dirección y conductos accesorios se orientan hacia los 350°. La diferencia en las longitudes de los pasajes si bien es fuertemente influenciada por la litología habla de actividad tectónica predominante en la dirección 35°, orientación sólo difiere 10° con la actividad registrada por Eguiluz de Antuñano *et. al.* (2000).

Como segundo componente para determinar el control estructural de la CT se midió la orientación de fisuras localizadas a lo largo del pasaje tipografiado. En total se midieron 44 fisuras, dejando como resultado el siguiente diagrama (Figura, 39):

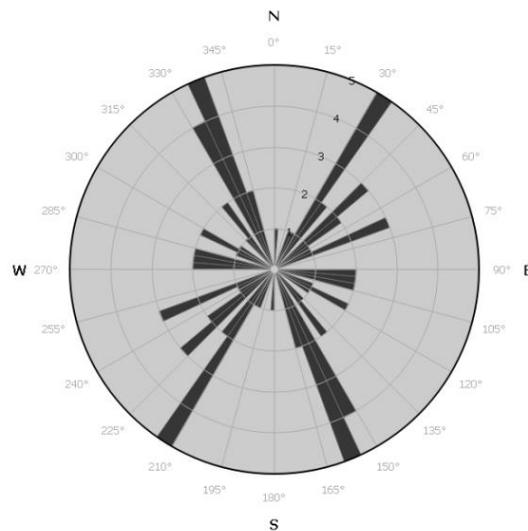


Figura 39. Diagrama de rosa de las fisuras dentro de la Cueva del Tigre.

Siguiendo la primicia de Ballesteros *et al.* (2010), la cual dicta que la dirección de fisuras dentro de las cuevas son indicadores del control estructural en el desarrollo de las mismas. El diagrama de rosa (Figura, 39) de fisuras de la CT evidencia un control estructural 30° y 335°.

Tanto el diagrama de lineamientos (Figura, 38) y el diagrama de fisuras (Figura, 39) muestran una gran similitud en la dirección, la diferencia entre ambos se atribuye a la evolución de la cavidad.

Adicionalmente como tercer componente del control estructural de la CT también se realizaron mediciones de fisuras fuera de la cavidad a fin obtener datos que no estuvieran influenciados por los procesos de disolución propios de la cueva. En total de midieron 34 fisuras en un afloramiento próximo a la CT, como resultado se obtuvo el siguiente diagrama (Figura, 40):

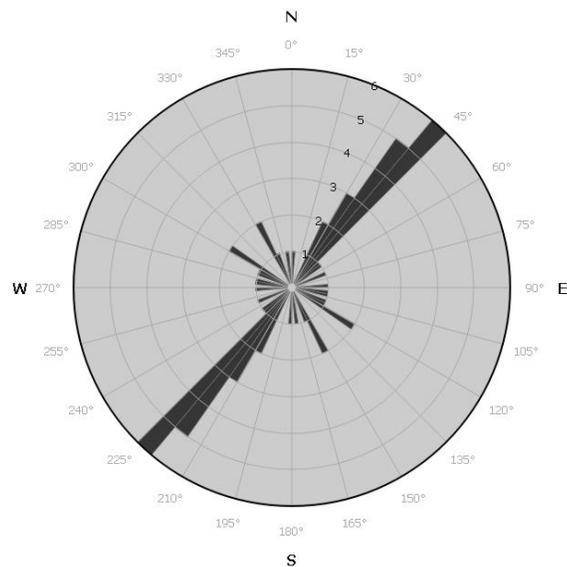


Figura 40. Diagrama de roseta de fisuras de un afloramiento encontrado en las inmediaciones de la Cueva del Tigre.

La información obtenida de las fisuras medidas fuera de la CT mantiene una orientación constante respecto a los lineamientos y fisuras dentro de la Cueva del Tigre. La relación es evidente al sobreponer los tres diagramas de rosa (Figura, 41).

El mayor número de concordancias se dan entre los 30° y 40 ° misma orientación de los pasajes con mayor desarrollo de la cueva,

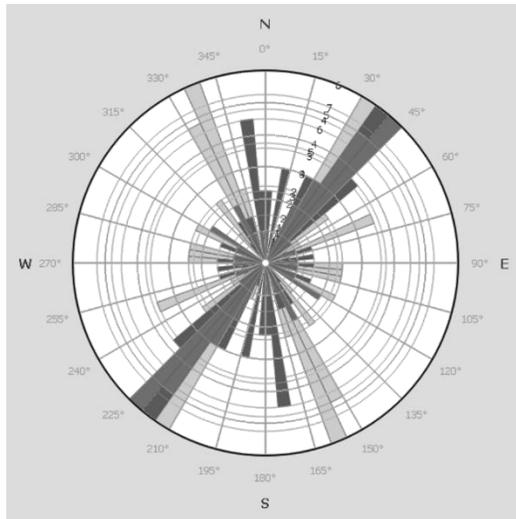


Figura 41. Sobre posición de los datos estructurales recabados en campo. Gris claro: fisuras dentro de la CT, Gris oscuro: lineamientos de la CT, Gris intermedio: fisuras superficiales en las inmediaciones de la CT.

Como componente adicional al análisis estructural se encuentran los datos obtenidos a partir los mapas morfolineamientos y facetas triangulares realizados en el capítulo anterior. La sobre posición de los respectivos diagramas obtenidos se muestra a continuación (Figura, 42):

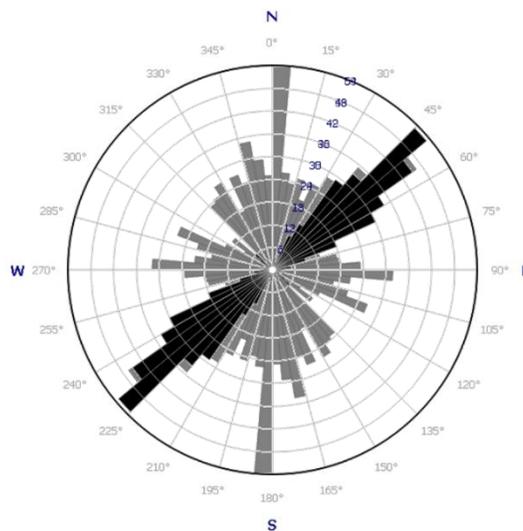


Figura 42. Sobre posición de los diagramas de rosa resultado de los mapas de morfolineamientos y facetas triangulares. Gris: morfolineamientos, Negro: facetas triangulares.

La información de obtenida del análisis morfométrico de la región de estudio muestran una cercana similitud a la actividad tectónica registrada por la CT. Si bien los datos no son exactamente iguales sugieren que una actividad tectónica hacia el N y el NE respectivamente impera en la región, en concreto en el límite E de la SMO ubicado dentro del área de estudio.

Como último componente estructural involucrado en la morfología de la CT se encuentran los datos obtenidos de las facetas triangulares. Dicha relación se observa de manera puntual en el mapa de perfil (Figura, 45) en forma de pequeñas terrazas que se expresan como pequeñas cascadas producto de fallamiento normal con orientación de 45° (Figura, 43). Cuando las fallas son provocadas por eventos distensivos (situación actual de la SMO) provocan una separación entre los bordes de la falla, lo cual ocasiona una alta permeabilidad de los planos de falla generando horizontes de tecto inceptión. Esta situación genera la morfología escalonada, misma que aumenta el gradiente hidráulico. El aumento de la velocidad del agua aunado a la disolución de las rocas karstificables genera estructuras como marmitas y scallops. (Figura, 44).



Figura 43. Izquierda: Falla normal con dirección 45° . Derecha: morfología de cascadas producto de los fallamientos normales que intersectan los pasajes creando desniveles.



Figura 44. El aumento de la velocidad del agua, permite que cauce arrastre detritos de mayor tamaño que al golpear con las paredes forman marmitas. En las paredes de la cueva es posible apreciar scallops, formas causadas por la disolución del agua turbulenta.

El fallamiento de 45° coincide con la información existente en la literatura y con los datos obtenidos a través de los distintos métodos empleados aquí mostrados. Esto demuestra que la Cueva del Tigre guarda una estrecha relación con el paisaje a nivel regional puesto que es posible observar los mismos movimientos tectónicos en ambos escenarios.

Cueva del Tigre

(Perfil)

Mazatepec, Puebla

575 msnm

Topografía actual 378 metros

Desnivel +39 metros

-  Gour
-  Flowstone
-  Scallops
-  Columna
-  Topografía pendiente
-  Agua
-  Formación Pimienta
-  Formación Tamaulipas Inferior

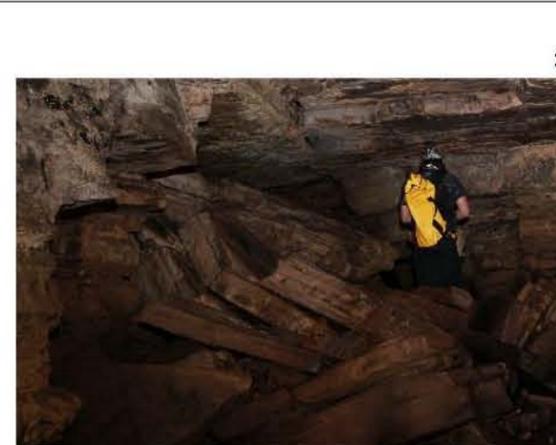
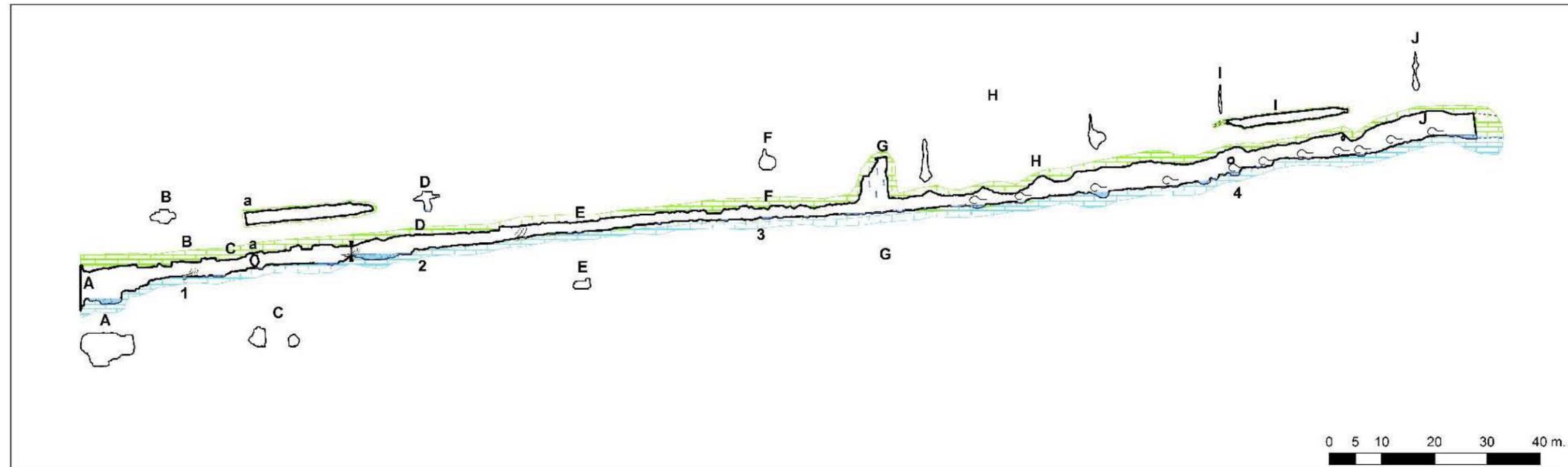


Figura 45. Mapa de perfil de la Cueva del Tigre.

La CT muestra un desnivel (Figura, 45), que se presume es causado por el fallamiento evidenciado tanto por las mediciones de la cueva, como en el análisis morfométrico antes mencionado.

El gradiente en inclinación mostrado por el mapa de perfil (10° de pendiente) (Figura, 45) coincide con una inclinación moderada, correspondiente a piedemonte acorde con el mapa de inclinación del terreno. Esta inclinación implica que existe un gradiente hidráulico suficiente para el desarrollo de una cueva.

Las terrazas antes descritas, se interpretan como una expresión de la energía del relieve de la zona, misma que acorde con el mapa de energía del relieve corresponde a una energía moderada, situación que implica que la región ha sufrido levantamientos. Estos levantamientos además de las cascadas crean morfologías que serán descritas en el apartado de morfología.

El desnivel que presenta la CT, es resultado de una actividad tectónica moderada que junto con las características físicas (litología, clima y vegetación) de la región dan origen a esta particular morfología. Asimismo esta evidencia ratifica la relación de la evolución del paisaje con el de la cueva.

Como último elemento estructural identificado se encuentra el contacto litológico entre la Formación Pimienta (lutítica arcillosa) y la Formación Tamaulipas Inferior (calizas compactas) (Figura, 9). La CT se forma entre el contacto de dichas formaciones, la Pimienta funciona como rampa de despegue a la Tamaulipas, situación que crea una horizonte de tecto inceptión que se aprecia gracias a la presencia de milonita (Figura, 10), por debajo de esta, queda la lutita impermeable de la Pimienta, la cual limita la disolución y marca el límite del desarrollo vertical.



Figura 46. Milonita localizada entre el contacto de la Formación Pimienta y la Tamaulipas Inferior. Esa milonita es la evidencia del movimiento interestrato que crea el horizonte de tecto inyección que permite facilita el desarrollo de la CT en la horizontal.

4.2. Morfología de la Cueva del Tigre.

En esta sección se realiza una descripción morfológica a detalle de la Cueva del Tigre. Para llevar a cabo la descripción se usan los mapas seccionados de la Cueva del Tigre de vista de planta y perfil acompañados de una selección del registro fotografico realizado.

A continuación se presenta la descripción morfológica de los pasajes de la Cueva del Tigre. La cual se efectúa conforme a la dirección que sigue el flujo de agua, por ende, se inicia desde el último punto cartografiado hasta la surgencia. Los parámetros morfológicos utilizados para clasificar los pasajes se basan en Palmer (2000) y Bögli (1980), para las formas pavimentarias se usó como referencia a Hill y Forti (1997).

Cueva del Tigre

(Planta)

Mazatepec, Puebla

575 msnm

Topografía actual 378 metros

Desnivel +39 metros

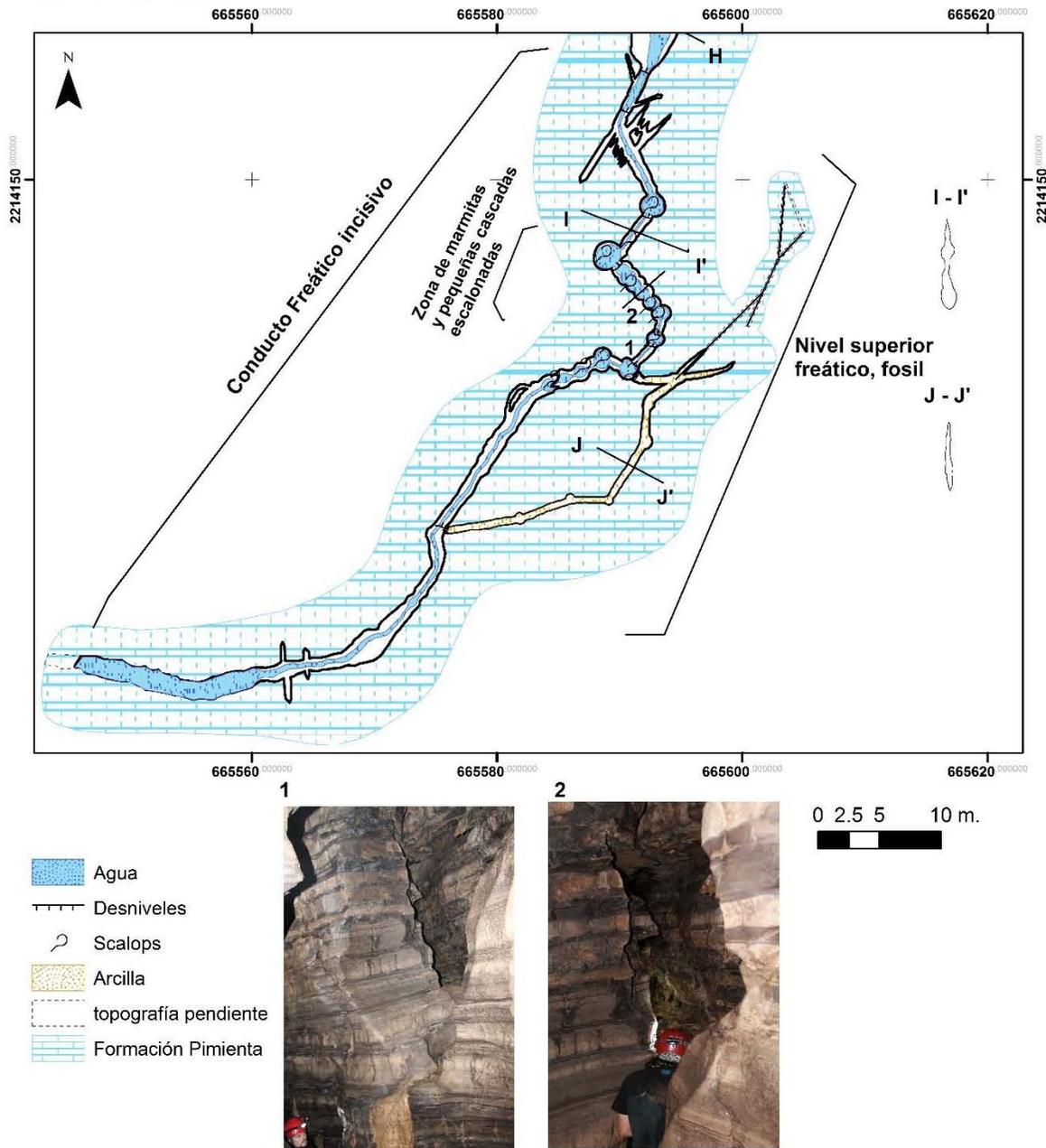


Figura 47. Sección 3 de la Cueva del Tigre (planta).

Cueva del Tigre (Perfil) Mazatepec, Puebla

575 msnm
Topografía actual 378 metros
Desnivel +39 metros

- Agua
- Scallops
- Formación Tamaulipas
- Formación Pimienta
- Topografía pendiente

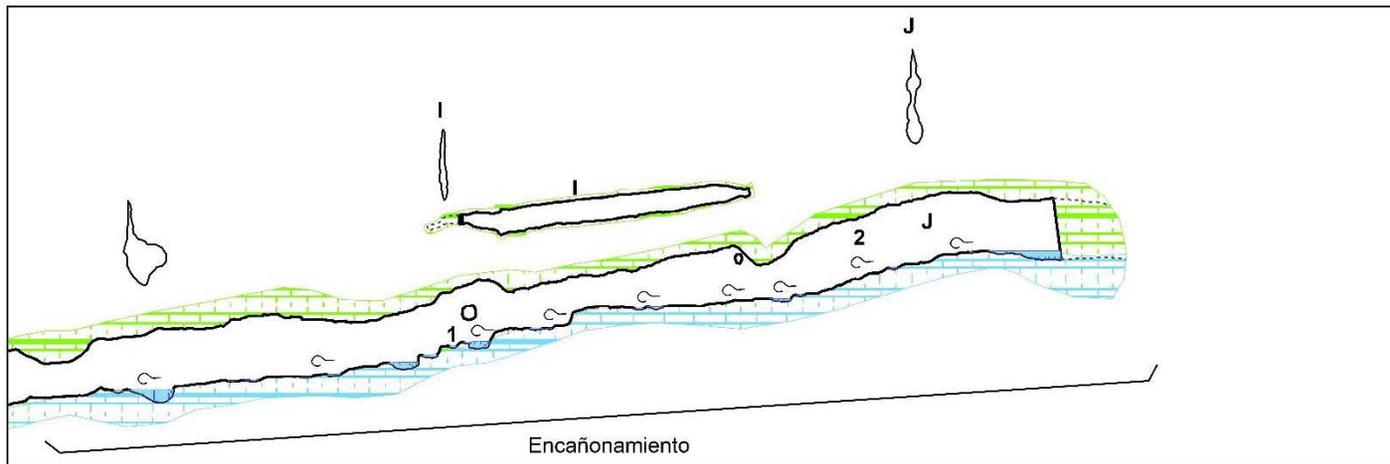


Figura 48. Sección 3 de la Cueva del Tigre (perfil).

A partir del máximo alcance de la topografía (Figura, 47/48), el pasaje (35m) muestra una morfología encañonada que forma un pasaje de 1.20 m de ancho y 3.5 m de alto. Esta morfología es producto de un desarrollo freático incisivo causado por procesos de levantamiento y un posterior desarrollo vadoso semejante a la descrita por Bógli (1980) (Figura 49). En estos conductos se aprecia el desarrollo de scallops en las paredes (Figura 49).



Figura 49. Izquierda: Pasaje de origen freático incisivo, el encañonamiento del pasaje se debe a procesos de levantamiento y posterior desarrollo vadoso. Derecha: formación de scallops en las paredes del pasaje.

Posterior a la zona incisiva, comienza una zona escalonada en la que se forman pequeñas cascadas y pozas de 30 cm hasta un metro de profundidad (Figura 50, a). En esta zona cuenta con presencia de marmitas y scallops (Figura 50, b). En la zona de la última cascada se encuentra el acceso hacia un nivel superior (Figura 50, c).

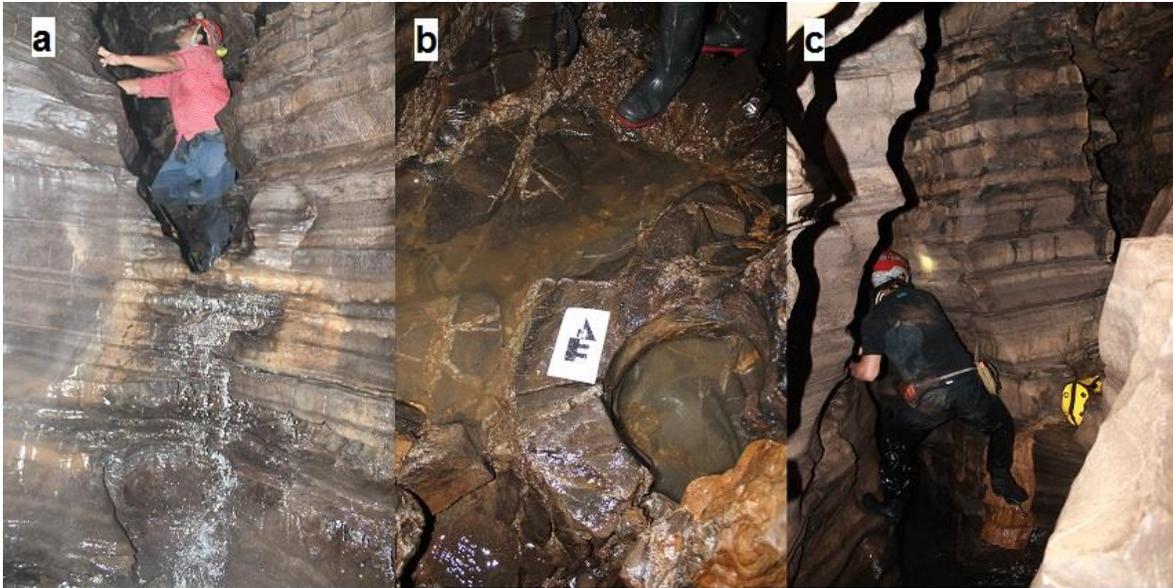


Figura 50. a: pequeña cascada producto de las fallas normales, b: marmita, c: acceso al nivel superior.

El nivel superior sigue dos direcciones: 45° y 225° .

- 45° .
 - Justo en el inicio del pasaje se presenta un bifurcación hacia los 90° sin embargo esta se estrecha rápidamente hasta impedir el paso, este pequeño pasaje se muestra como un conducto freático inactivo. El pasaje que continúa sobre los 45° se estrecha hasta una altura de 1.30m donde se crea un nivel inferior. Este nivel presenta la misma morfología que el pasaje principal de desarrollo freático incisivo (Figura 47/48) pero se estrecha hasta 1 m de altura y 50 cm de ancho. A los 9 metros desde el inicio del pasaje se presenta una bifurcación con dirección 45° y 225° . El pasaje 225° se estrecha hasta el punto en que es inaccesible, en este punto se aprecia que es un conducto freático fósil. El pasaje 45° mantiene la morfología incisiva y comienza a formar intersecciones que mantienen la misma dirección presente en las anteriores bifurcaciones que se unen para crear bloques triangulares, en esta zona el pasaje se estrecha hasta impedir el paso (Figura 47/48).

- 225°.
 - Este pasaje presenta una morfología freática incisiva similar al pasaje principal (Figura, 47/48), cuenta con una altura de 2m y un ancho de 40 cm con pequeños ensanchamientos en los cuales cambia su dirección progresivamente hacia 225° y 270° respectivamente. El pasaje aparenta inactividad ya que no se observan escurrimientos de agua y existe la presencia de arcilla en la base de este. Este nivel superior termina por unirse al pasaje principal tres metros arriba de la base del principal, justo antes del borde se encuentran pequeñas estalagmitas y columnas que evidencian su inactividad. Al parecer en algún estadio de la cueva, este nivel sirvió para desahogar el exceso de agua que fluía por el pasaje principal.

Este nivel superior presenta características de un pasaje epifreático puesto que su desarrollo está supeditado a los cambios en el nivel freático del acuífero.

**Cueva del Tigre
(Planta)
Mazatepec, Puebla**

575 msnm
Topografía actual 378 metros
Desnivel +39 metros

-  Agua
-  Desniveles
-  Bloques
-  Formación Pimienta

1



2

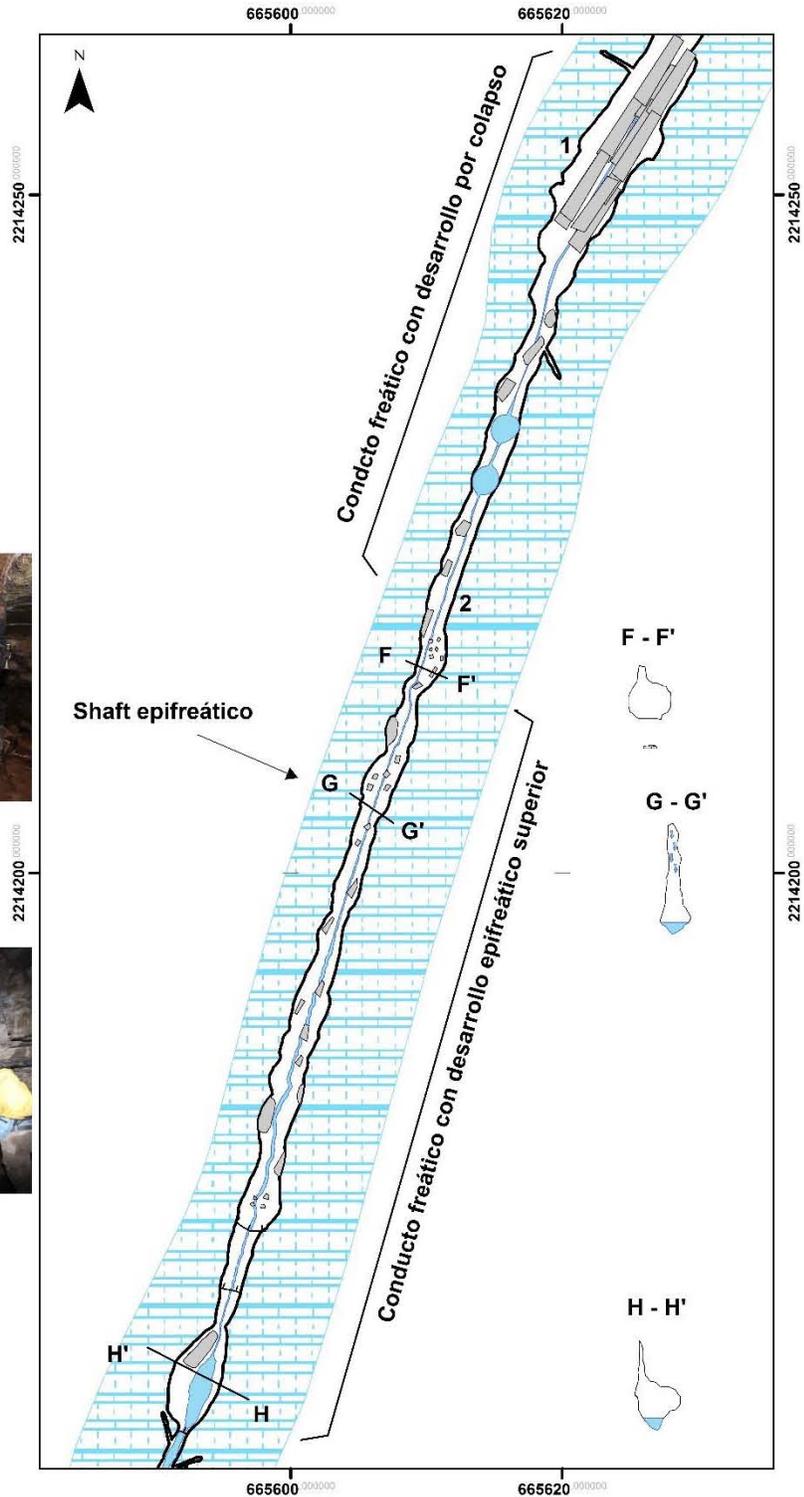


Figura 51. Sección 2 de la Cueva del Tigre (planta).

Cueva del Tigre (Perfil)

Mazatepec, Puebla

575 msnm

Topografía actual 378 metros

Desnivel +39 metros

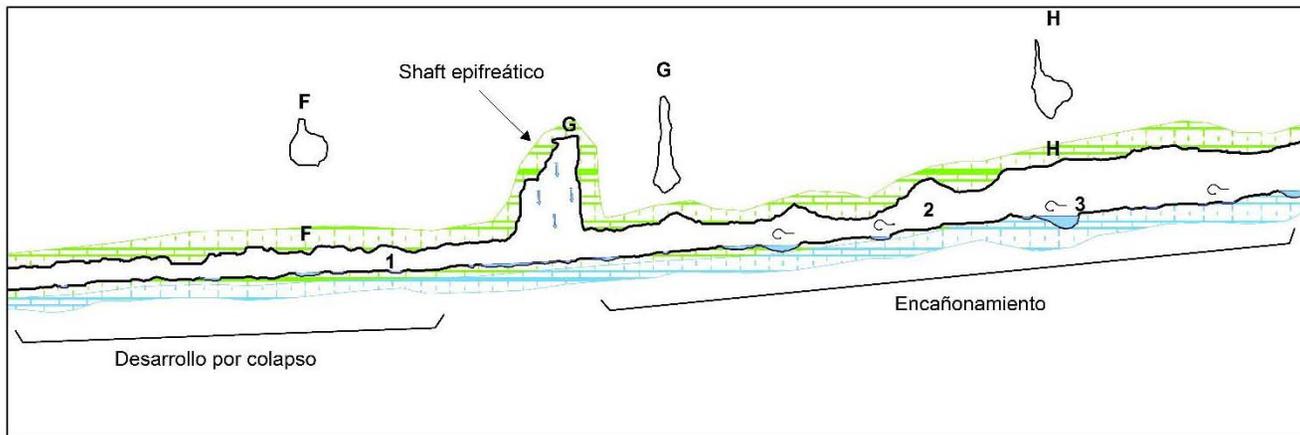
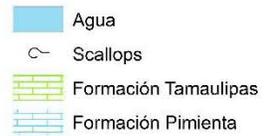


Figura 52. Sección 2 de la Cueva del Tigre (perfil).

Después de la zona de pequeñas cascadas comienza un cambio morfológico progresivo. Primero se encuentra una sección del pasaje principal en que se aprecian varios conductos accesorios, estos conductos se desarrollan en el eje 45°-225° atravesando el pasaje principal de lado a lado (Figura 51/52). Estos conductos accesorios, al igual que los conductos epifreáticos del nivel superior, evidencian el control de la cueva por fisuras orientadas 45°.

Posterior a los conductos accesorios, la cueva cambia de dirección y se presentan dos conductos tributarios de tipo freático con direcciones 70° y 240° (respecto a la dirección de su flujo) (Figura 53, a). Después de estos conductos el pasaje cambia de morfología a freática con desarrollo vadoso en la parte superior (Figura 52, sección H-H'). El desarrollo vadoso en la parte superior en este pasaje es producto de la filtración de agua proveniente del epikarst a través de fisuras tal como lo describe Klimchouk (1995), estas filtraciones producen *shafts* en el interior de las cuevas. A medida que se avanza en el pasaje el *shaft* superior se va agrandando hasta alcanzar los 8m de altura (Figura, 52, sección G-G') este *shaft* visto desde planta tiene una morfología alargada que alcanza 7m de largo. Palmer (2000) menciona que al no existir una fisura que intersecte el eje mayor la forma que se produce es alargada. A partir de que el *shaft* alcanza la máxima altura, el pasaje comienza a reducirse hasta retomar una morfología freática tubular (Figura 52 sección F-F'). En esta zona los valores de CO₂ muestran un descenso considerable (de 1333 ppm en el punto de mayor concentración a 840ppm).

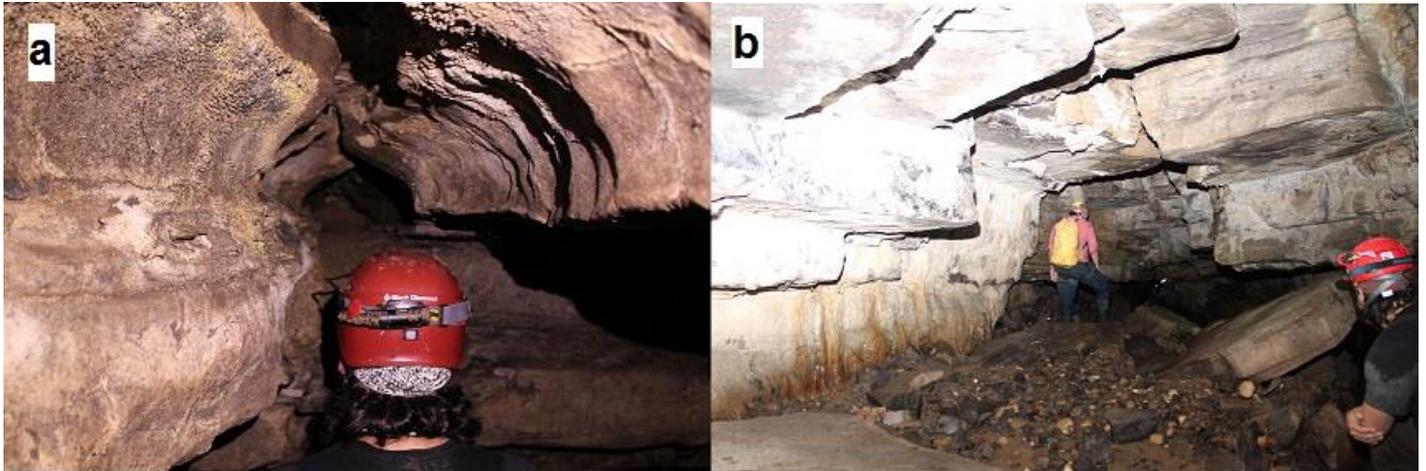


Figura 53. a: conducto tributario freático. b: pasaje freático con desarrollo por colapso

Una vez recuperada la morfología tubular comienza un desarrollo por colapso de bloques (Figura 53, b). De acuerdo con Ford y Williams (2007) el colapso de bloques es producto de la fuerza tensional que existe en los techos de las cuevas a causa del vacío que deja el flujo freático una vez que abandona la totalidad del pasaje y la combinación de las fisuras estructurales.

Cueva del Tigre (Planta)

Mazatepec, Puebla

575 msnm

Topografía actual 378 metros

Desnivel +39 metros

-  Flowstone
-  Columna
-  gour
-  Desniveles
-  Bloques
-  Agua
-  Formación Pimienta

1



2



0 2.5 5 10 m.

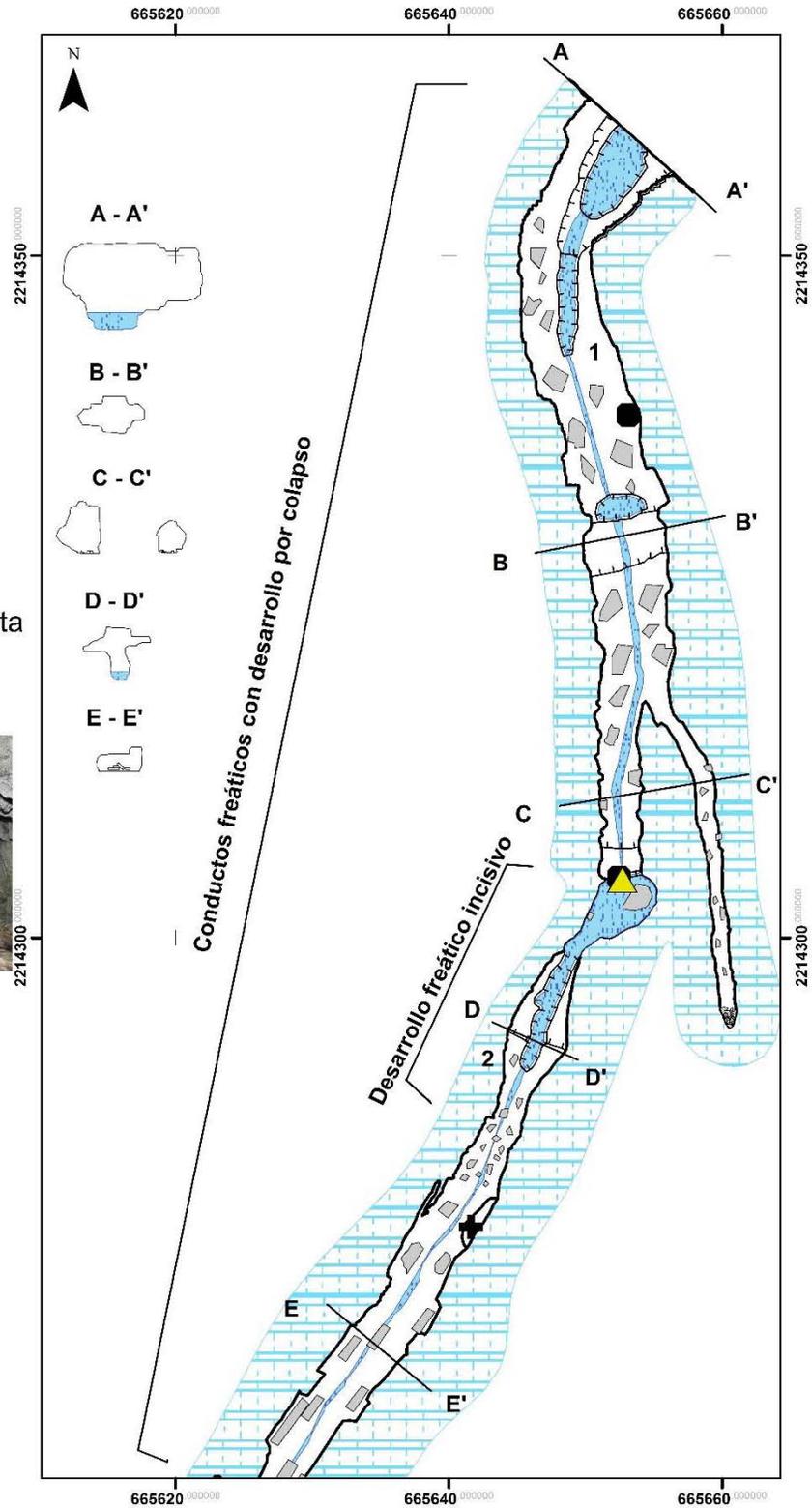


Figura 54. Sección 1 de la Cueva del Tigre (planta).

Cueva del Tigre

(Perfil)

Mazatepec, Puebla

575 msnm

Topografía actual 378 metros

Desnivel +39 metros

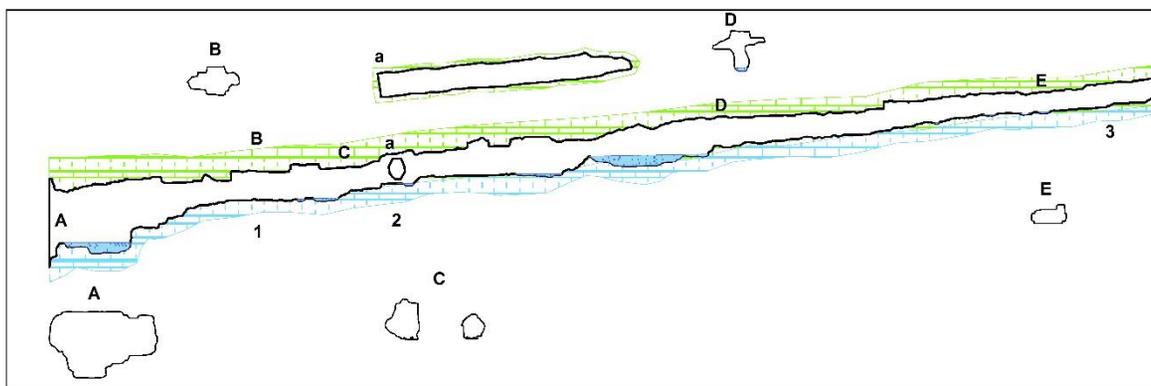
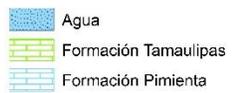


Figura 55. Sección 1 de la Cueva del Tigre (perfil).

El pasaje continua con el desarrollo por colapso hasta la sección D-D' (Figura 54/55). Desde la sección F-F' hasta la D-D, se aprecian distintas morfologías en la disección de los bloques (Figura 56). La morfología de los bloques es producto del sistema de fracturas formado por los ejes 30° y 340° que dominan a la cueva.



Figura 56. a: bloques rectangulares de 3 a 4 metros de largo, b: bloques romboides de metro y medio, c: bloques romboides de medio metro, d: bloque seccionado a punto del colapso. La morfología de los bloques tiende a hacerse romboidal y su tamaño disminuye a medida que se progresa hacia la surgencia de la Cueva del Tigre.

El incremento de bloques a medida que se progresa en la cueva se relaciona con la presencia de la falla $280^\circ/10^\circ$. Las fallas actúan como horizontes de tecto-incepción debido a que favorecen la creación de vacíos entre los estratos y por ende la circulación del agua (Gillieson 1993; Lowe y Waltham 1995). Dicho fenómeno se manifiesta dentro de la CT en el horizonte creado por la falla $280^\circ/10^\circ$ (Figura 57),

el cual controla el desarrollo de la cueva en la horizontal y marca el cambio de morfología de desarrollo por colapso.

Como límite del nivel de base, se presume que la Formación Pimienta, al contar con estratos impermeables (lutitas), controla el desarrollo en la vertical generando el acuífero colgado en el cual se desarrolla la Cueva del Tigre.



Figura 57. Sinclinal de la falla N280°/NE10° actúa como horizonte de tecto-incepción. Las fracturas ocasionadas por la falla favorecen la ruptura de los bloques de caliza.

Anterior a la falla, en algunas partes del pasaje dominado por colapso de bloques, existe la presencia de flores de yeso ubicadas en el lado izquierdo siguiendo el sentido de la corriente (Figura 58). Estas flores de yeso están relacionadas con la producción de ácido sulfúrico producto de la meteorización de pirita, la cual suele ser común en las calizas.



Figura 58. Flores de yeso en la Cueva del Tigre.

Posterior a la falla se presenta un cambio de morfología comenzando con un pasaje tipo *keyhole* (Figura 59) que evidencia levantamiento a lo largo de la formación de la Cueva del Tigre. Poco después del *keyhole* el pasaje se encañona, estrecha y muestra características vadosas para luego formar una poza que es obstruida por una columna formada por la unión de un *flowstone* con un *gour* en la base (Figura 60).



Figura 59. Pasaje con morfología *keyhole*. El ovalo superior muestra un desarrollo de tipo vadoso posterior al desarrollo freático mostrado por el ovalo de mayor tamaño.



Figura 60 .Columna conformada por la unión de un flowstone y un gour.

Superada la columna, la morfología del pasaje retoma la forma freática con desarrollo por colapso. A unos 5 metros de la columna se presenta una bifurcación (Figura 54 sección C-C' y Figura, 61), esta bifurcación tiene un desarrollo de 12 metros antes de verse obstruida por completo a causa del colapso de bloques.



Figura 61. Bifurcación del pasaje principal de la Cueva del Tigre.

Posterior a la bifurcación, el pasaje comienza a agrandarse y presenta algunos escalonamientos (Figura, 55). Si bien tiene una morfología freática con desarrollo por colapso actualmente existe un desarrollo vadoso incisivo unos 8 metros antes de la surgencia que genera algunas pozas.

La Cueva del Tigre culmina con una surgencia a 8 metros de altura de la carretera (Figura, 62). El actual progreso en la topografía abarca 378 metros lineales desde la surgencia hasta el primer punto descrito, en esta progresión existe un desnivel de 39 metros sin tomar en cuenta los niveles superiores.



Figura 62. Entrada de la Cueva del Tigre, se aprecia la morfología elipsoidal propia del desarrollo freático. También se aprecia el colapso de bloques.

En cuanto a la hidrología de la cueva, existe una corriente perene que fluye a lo largo del pasaje principal. Esta corriente presenta dos tipos de recarga, puntual y difusa. La recarga puntual se realiza través del sumidero que le da origen a la Cueva del Tigre, este sumidero está localizado dentro de la población de Mazatepec (Figura 63). En cuanto a la recarga difusa, se identificó que casi en la totalidad de la cueva existe goteo, en las zonas con desarrollo incisivo esta recarga es mucho más evidente. La recarga difusa evidencia un fuerte control del epikarst en la formación y evolución de esta cueva.



Figura 63. Sumidero de la Cueva del Tigre.

Como resultado del análisis morfológico de la CT y con base en la clasificación establecida por Klimchouk (2004b) la Cueva del Tigre presenta las siguientes características genéticas y morfológicas en tres diferentes escalas:

- Macro-morfología: Cueva ramificada con dos niveles con 378 metros de extensión y +39 metros de desnivel (según alcance de la presente investigación).
- Meso-morfología: La cueva presenta una orientación $N40^{\circ}E-S215^{\circ}O$ con intersecciones en el eje $N350^{\circ}O-S270^{\circ}$. Los pasajes tienden a ser lineales y alargados, cuentan con una anchura que va de medio metro a 7 metros y una altura promedio de 2 metros comenzando desde el máximo alcance de la topografía con dirección a la surgencia. Se identifican tres etapas en la espeleogénesis.
 - Primera etapa: pasajes con desarrollo freático (morfología tubular) y lineal.

- Segunda etapa: levantamiento ocasiona un desarrollo freático incisivo (pasajes *keyhole* y encañonamiento), conductos tributarios freáticos, formación de un nivel superior con características epikársticas). El desarrollo es lineal con algunos desniveles escalonados no mayores a dos metros.
- Tercera etapa (actual): Los pasajes incisivos tienen un desarrollo en la parte superior de origen epikárstico y los pasajes freáticos pasaron a un desarrollo por colapso con algunas secciones que presentan desarrollo vadoso. El desarrollo permanece lineal con algunos desniveles escalonados no mayores a 2 metros.

Una vez establecidas las características morfológicas, hidrogeológicas e identificadas las distintas etapas espeleogenéticas es posible determinar que la Cueva del Tigre es una cueva de tipo ramiforme multinivel epigenética.

- Basados en el modelo de los cuatro estados elaborado por Ford y Ewers (1978) la Cueva del Tigre se encuentra en el estadio 3 lo cual la define como una cueva freática mezclada con componentes de una nivelación freática, sin embargo, existen porciones como la sección previa a la surgencia que presentan características de una cueva freática ideal.

Conclusiones.

El análisis de los aspectos geográficos en combinación la geología del área de estudio, fueron determinantes para conocer el origen y evolución de la Cueva del Tigre.

La aplicación de un análisis morfométrico especializado orientado hacia la formación de las cuevas es una herramienta que combinada con información recabada en campo, permite establecer relaciones con el desarrollo de las cuevas.

Como resultado del análisis morfométrico practicado a la región de estudio se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- La dirección de la actividad tectónica de la SMO tiene dos orientaciones, la primera se orienta hacia el NE, con un rango que va de los 30°-45°, ya la cuenta dirección N en un rango de 345°-0°. Estas direcciones que se intersectan respectivamente marcan control estructural general de la Cueva del Tigre.
- Una energía del relieve moderada (371-450) combinada con una inclinación del terreno de entre 7° y 15° brindan las condiciones para la formación de una cueva con las características que se observan en la Cueva del Tigre.

Como resultado del análisis espeleogenético practicado a la Cueva del Tigre se concluye lo siguiente:

- La Cueva del Tigre es epigenética ramiforme con una fuerte influencia del epikarst que actualmente encuentra en un estado multimeandrónico con nivelación freática

- La evolución de la Cueva del Tigre guarda una estrecha relación con las estructuras tectónicas regionales.
- Las fallas regionales, apoyadas por la estratificación y los estratos impermeables de la Formación Pimienta; guían el desarrollo de la Cueva del Tigre.

Por último como conclusión general de esta tesis el estudio de la espeleogénesis de la Cueva del Tigre puede ser usado como un indicador de la evolución del paisaje a nivel regional debido a que alberga información de cambios de nivel de base tanto a nivel local como regional, levantamientos tectónicos y fallamientos de la región

Referencias.

Bakalowicz, M., 2012, Epikarst. En W, White y D, Culver (eds.), Encyclopedia of Caves. Second edition. ELSEVIER, 284,285.

Ballesteros Posada, D., Jiménez-Sánchez, M., García-Sansegundo, J. y Giralt, S., 2010, Geomorfología de una sima: Torca Teyera (Picos de Europa, NO España), en XI Reunión Nacional de Geomorfología: Avances de la Geomorfología en España 2008-2010: Solsona, Sociedad Española de Geomorfología, 20-24.

Belt, B. C., 1925, Stratigraphy of the Tampico District of México: American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, v.9, 1, 136-144.

Bögli, A. 1980, Karst Hydrology and Physical Speleology: Berlín, Springer-Verlag, 285 p.

Ćalić, J., 2011, Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term: Geomorphology, ELSEVIER. 134, 32-42.

Cantú-Chapa, A., 1971, La Sierra Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 3(2), 17-40.

Cantú-Chapa, A., 1984, El Jurásico Superior de Tamán, San Luis Potosí, Este de México, en Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memoria, 207-212.

Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23 (1-6), 1-102.

Day, A. J. 2002, Cave Surveying .Cave studies series number 11: Buxton, British Cave Research Association, 40p.

Day, M. y Chenoweth, S., 2004, Cockpit Country Cone Karst, Jamaica, en J, Gunn (ed.), Encyclopedia of Caves and Karst Science: New York, Taylor & Francis Books, Inc., 478-483.

Demant, A., Mauvois, R., y Silvia, L., 1976, El Eje Neovolcánico Transmexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Congreso Latinoamericano de Geología, 3, Acapulco, Excursión 4, 37p.

Duquesnoy, M., Masferrer, E., Deance, I.G., Lagunas, D., Gámez A., Mondragón, J. y Barranco, N., 2010, Un acercamiento a los pueblos indígenas de Puebla, en: Masferrer, E., Mondragón, J. y Vences, G., (Coord.), Los pueblos indígenas de Puebla, atlas etnográfico: México, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 71-117.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, M. y Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 1-26.

Espinasa, P.R. y Cabrera, S.A.L., 2007, Karst, en Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, NA III, 3.

Ford, D.C., 1988, Characteristics of dissolutional cave systems in carbonate rocks, en: James, N.P. y Choquette, P.W., (Eds.), Paleokarst: New York, Springer 25-57.

Ford, D.; Williams, P., 2007, Karst Hydrogeology and Geomorphology: Great Britain, John Wiley & Sons Ltd., 578p.

Ford, D.C. and Ewers, R.O., 1978, The development of limestone cave systems in the dimension of length and breadth: Canadian Journal of Earth Science, 15, 1783-1798.

Gams, I., 1978, The polje: the problem of definition: Zeitschrift für Geomorphologie, 22, 170-181.

Gams, I., 1994, Types of contact karst: Geografia Fisica e Dinamica Quateraria, 17, 37-46.

Gillieson, D., 1996, Caves: Process and Management: Oxford, Blackwell publishers Ltd., 338p.

Grimes, K.G., 1997, Redefining the boundary between karst and pseudokarst: a discussion: Cave and Karst Science, 24, 87-90.

Gunn, J., 2004, Valleys in Karst. En J, Gunn (ed.), Encyclopedia of Caves and Karst Science: New York, Taylor & Francis Books, Inc., 1607-1610.

Gutierrez, M., 2013, Geomorphology: Leiden, Neatherlands, CRC Press. 1014p.

Häuselmann, Ph., 2011, UIS Mapping Grades: International Journal of Speleology. 40, IV-VI.

Hermoso De la Torre, C., Martínez-Pérez, J., 1972, Medición detallada de las formaciones del Jurassico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24(1-3), 45-63.

Hill, C. y Forty, P., 1997, Cave Minerals of the World, Second edition: Huntsville, Alabama, National Speleological Society, 463p.

Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Oriental, México): Eclogae Geologica Helvetiae, 20(1), 84-87.

Hugget, R. J., 2007, Fundamentals of Geomorphology, Second edition: Taylor & Francis e-Library, 483p.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2000, Cuaderno Estadístico Municipal, Tlatlauquitepec: Puebla, Edición 1999: Aguascalientes, México, 159p.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2014, Anuario estadístico y Geográfico de Puebla 2013: México, 836p.

Jennings, J.N., 1971, Karst. An Introduction to Systematic Geomorphology, Vol 7: M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts and London, 253p.

Jones W.K., Culver D.C. & Herman J.S., 2004, What is Epikarst?, in: W.K. Jones, D.C. Culver & J.S. Herman, (Eds.), Epikarst: Charles Town, Karst Waters Institute Special Publication, 9, 142-146.

Klimchouk, A.B., 1995, Karst morphogenesis in the epikarstic zone. Cave and Karst Science, 21(2), 45-50.

Klimchouk, A.B., 2004, Towards defining, delimiting and classifying epikarst: its origin, processes and variants of geomorphic evolution, in: W.K. Jones, D.C. Culver & J.S. Herman, (Eds.) Epikarst: Charles Town, Karst Waters Institute Special Publication, 9, 23-25.

Klimchouk, A.B., 2004b, Caves, in J, Gunn (ed.), Encyclopedia of Caves and Karst Science: New York: Taylor & Francis Books, Inc., 417-419.

Klimchouk, A.B., 2011, Hypogen Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective, Second edition: Carlsbad, National Cave and Karst Research Institute, 106p.

Klimchouk, A.B. y Ford, D.C. 2000. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings, in: Klimchouk, A., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W. (Eds), Speleogenesis: Evolution of karst aquifers: Huntsville, National Speleological Society, 45-53

Koons, E. D., 1955, Cliff retreat in the southwestern United States: American Journal of Science, 253(1), 44-52.

Kuzyakov, Y., 2006, Sources of CO₂ efflux from soil and review of partitioning methods: Soil Biology and Biochemistry, 38, 425-448.

Liang, F., Du, Y., Ge, Y., Li, C., 2014, A quantitative morphometric comparison of cockpit and doline karst landforms. Journal of Geographical Sciences 24 (6), 1069-1082.

Llopis, N., 1970, Fundamentos de Hidrogeología Cárstica (introducción a la geoespeleología): Madrid, Blume. 269p.

López-Ramos, E., 1982 Geología de México: México, D.F., Universidad Nacional de México, 507p.

López- Martínez, R., Barragán, R. y Reháková, D., 2013, The Jurassic/Cretaceous boundary in the Apulco area by means of calpionellids and calcareous dinoflagellates: An alternative to the classical Mazatepec section in Eastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 47, 142-151.

Lowe, D. y Waltham, T., 1995, A Dictionary of Karst and Caves: A Brief Guide to the Terminology and Concepts of Cave and Karst Science. Cave Studies Series number 6: London, British Cave Research Association. 41.

Lugo-Hubp, J.; Zamorano, J.J.; Capra, L.; Inbar, M.; Alcántara, I., 2005, Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: Causa y efectos: *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 22 (2), 212-228.

Lugo-Hubp, J, 2011, *Diccionario Geomorfológico: México*, UNAM, Instituto de Geografía, (Geografía para el Siglo XXI. Serie Textos Universitarios, 7), 480p.

Mihevc, A., 2001, The speleogenesis of the Divača Karst (in Slovene): Založba ZRC, ZRC SAZU, Ljubljana, v. 27, 180 p.

Mihevc, A; Slabe, T.; Sebel, S., 2004, Morphology of Caves, in J, Gunn (ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science: New York: Taylor & Francis Books, Inc.*, 1112-1120.

Palmer, A.N., 1991, Origin and morphology of limestone caves: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1-21.

Palmer, A.N., 2000, Hydrologic control of cave patterns, in Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N & Dreybrodt, W., (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers: Huntsville, Alabama, National Speleological Society*, 77-90.

Palmer, A.N., 2007. *Cave Geology: Dayton, Ohio, Cave Books*, 454p.

Petroleos Mexicanos (PEMEX), 1988, *Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico*, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, Informe inédito, 229p.

Priego-Santander, A. G., Isunza-Vera, E., Luna-González, N. y Pérez-Damián, J. L. 2003, Tipos morfométricos del relieve de México, a escala 1:250 000: México Dirección General de Investigaciones en Ordenamiento Ecológico y Conservación de Ecosistemas. INE, SEMARNAT, http://mapas.ine.gob.mx/est_vertical.html.

Santamaría-Orozco, D., Arenas, P.R. y Escamilla, H., 1990. Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico): Instituto Mexicano del Petróleo Proyecto CAO-3052. 140p. Inédito.

Sauro, U., 2003. Dolines and Sinkholes: Aspects of evolution and problems of classification: *Acta Carsologica*, 32/2 (4), 41-52.

Secretaría de Recursos Hidráulicos (SRH), 1969, Región Hidrológica No. 27 Tuxpan-Nautla: Subsecretaría de Planeación, Dirección General de Estudios, Dirección de Hidrología, Boletín Hidrológico Num. 42, 114p.

Self, C.A. & Muilim, G.J., 1996, Redefining the boundary between karst and pseudokarst: *Cave and Karst Science*, 23 (2), 63-70.

Stephenson, L.W., 1922, Some Upper Cretaceous Shells of the Rudistid Group from Tamaulipas, Mexico: *Proc. U.S. Nat. Hist. Mus.*, 61(1), 1-28.

Strahler, A.N., 1964, Quantitative geomorphology drainage basis and channel network, In Ven Te Chow (ed.), *Handbook of Applied Hydrology*, a compendium of water-resources technology: New York, Mc Graw-Hill Book Company, 39-76.

Sweeting, M.M., 1973, *Karst Landforms. Selected Glossary*, Compiled for Addison, K: New York, Columbia University Press, 362 p.

Tarback, E.J., Lutgens, F.K., Tasa, D., 2005, *Ciencias de la Tierra, Una introducción a la geología*. Octava edición: Madrid, Pearson Educación S.A., 480p.

Tsimi, C. & Ganas, A., 2015, Using the ASTER global DEM to derive empirical relationships among triangular facet slope, facet height and slip rates along active normal faults, *Geomorphology: ELSEVIER*, 234, 171-181.

Verstappen, H. T., Van Zuidam, R., Meijerink, A., & Nossin, J., 1991, El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos: *ITC Publicación*, 10, 89.

White W. 198, *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*: New York, Oxford University Press, 464p.

Williams, P., 2004, Dolines, in Gunn, J. (ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*: New York, Taylor & Francis Books, Inc., 628-642.

Williams, P. 2004b. Karst Evolution, in Gunn, J. (ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*: New York, Taylor & Francis Books, Inc., 1020-1026.

Williams, P.W., 2008, The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review: *International Journal of Speleology*, 37(1), 1-10.

Zaragoza, Z. N., 2006, Procesos de ladera en la región de Cuetzalan: Un enfoque geomorfológico, Tesis de Licenciatura en Geografía: Facultad de Filosofía y Letras, Colegio de Geografía, UNAM, México, D.F., 110p.