



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

*“Análisis Geomorfológico del Parque Nacional Lagunas de
Montebello, Chiapas.”*

T E S I S

Para obtener el título de Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Juana Iisel Durán Calderón

Director de Tesis: Dr. Oscar Escolero Fuentes

Ciudad Universitaria 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

El conocimiento nos hace responsables.....

Ernesto Guevara

Dedicatorias

Al concluir mi carrera profesional, he alcanzado uno de los objetivos de mi vida, pero, no lo he logrado sola y quiero agradecer a todas aquellas personas que, de diversas maneras, han contribuido a cumplir esta meta. Con todo mi amor dedico este trabajo:

A mi madre, Ofelia Calderón

Con un profundo agradecimiento a ti Ma, por representar en mi vida un compuesto de amor, entereza e incondicionalidad. Porque tu sola existencia ha sido el motor de todos mis logros, porque sin ti, no la hago!

A mi padre, Ausencio Durán

Por el cariño y apoyo que siempre me diste sin importar nuestras diferencias de opiniones, por hacer de mí una mejor persona a través de tu ejemplo.

A mis hermanas, Teresa y Alejandra

Porque aún con nuestras diferentes formas de ver el mundo, siempre han estado al pendiente de mi camino. Porque las amo infinitamente.

A Silvia Calderón

A quien quiero, respeto y admiro como a una madre. Por estar para mí antes de que pudiera pedirte, por enseñarme el significado de la incondicionalidad con tu ejemplo, porque tú me enseñaste que una mujer preparada vale por dos; pero sobre todo, por estar presente en todas las etapas de mi vida y permanecer a mi lado apoyándome.

A mis queridas tías Isabel y Araceli

Porque siempre tuvieron un consejo para mí, por apoyarme y alentarme siempre, por esas pláticas a media madrugada, por esas risas en la mesa del despelleje, en fin, por brindarme esa chispa de alegría y autodeterminación que me ayudaron a crecer como mujer y como profesionalista.

A mi amado Emiliano, porque siempre estará en mi corazón y en mi mente. Por enseñarme con su corta existencia, que la vida es maravillosa!

A mis tíos Ricardo, Jorge, Javier, Carlos. Por ser parte fundamental en mi formación como profesionalista y como ciudadana, por enseñarme que no hay mayor bien que la familia.

A mi abuela Coco

Por siempre demostrarme su cariño, por ser un centro de amor constante. Por ser la mejor abuela del mundo!

A mis hermanos de vida: Rosalinda, Diana, Gaby, Raúl, Alberto, Alan, Arení, Aura, Itsuri. Por todo su apoyo y cariño incondicional, por esas noches de fiesta y también por esas madrugadas de estudio, por ser parte fundamental en mi desarrollo como ser humano y como profesionalista, por compartir conmigo el amor a México.....Hasta la victoria siempre compañeros!!

A Andrés Salinas Omassi, por estar presente en esta etapa de mi vida y hacer de ella una etapa inolvidable! Por entenderme, por estar aquí y soñar conmigo.

Agradecimientos

Mi más profundo agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma mater, por brindarme la oportunidad de conocer el mundo a través de los ojos de la ciencia.

A mi director de tesis el Dr. Oscar Escolero Fuentes, por todo el apoyo y conocimientos brindados en este trayecto.

A mis sinodales, Dra. Esperanza Muñoz, Dr. Gilberto Silva, M.C. Noé Santillán, Ing. José Luis Arcos por su paciencia y dedicación en la revisión de esta tesis y por sus atinados comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo

Al Instituto de Geología de la Unam, por la beca otorgada para la realización de esta tesis.

Al Dr. Miguel Castillo por su contribución y valiosas observaciones durante el desarrollo de este trabajo.

Al Dr. Luca Ferrari por el apoyo y confianza otorgados durante el último año de este estudio.

Índice

Resumen.....	1
Capítulo 1. Introducción	
1.1 Antecedentes.....	3
1.2 Justificación.....	4
1.3 Objetivos.....	5
Capítulo 2. Marco Teórico	
2.1 Naturaleza del Karst.....	6
2.2 Karstificación.....	7
2.3 Hidrología Kárstica.....	9
2.4 Formas Kársticas.....	13
a. Formas de absorción.....	13
i. Cerradas.....	13
* Dolinas.....	14
* Úvalas.....	16
* Poljes.....	17
ii. Abiertas.....	19
* Ponor o Sima.....	19
* Sumidero.....	20
b. Formas de conducción.....	20
c. Formas de emisión	21
2.5. La influencia del clima y el karst.....	22
* Karst Frío.....	22
* Karst Cálido.....	24

Capítulo 3. Generalidades de la zona de estudio

3.1 Localización.....	25
i. Vías de Acceso.....	25
3.2 Clima.....	26
3.2.1 <i>Temperatura media y Precipitación media</i>	27
3.3 Fisiografía.....	29
3.4 Marco Hidrológico	
i. Generalidades.....	30
ii. Cuencas y subcuencas.....	31
* Cuenca Grijalva-La Concordia.....	31
* Cuenca del Río Lacantún.....	32
3.5 Marco Geológico	
i. Geología Regional.....	34
a. Marco Tectónico.....	34
b. Marco Estratigráfico.....	35

Capítulo 4. Metodología

* Recopilación de Información.....	42
* Análisis, procesamiento e integración de la información.....	44

Capítulo 5. Resultados y discusión.....56

* Descripción y análisis de las unidades morfogénicas.....	58
--	----

Capítulo 6. Conclusiones y sugerencias.....70

Referencias.....72

Anexo.....80

Resumen

En el presente trabajo se cartografiaron y analizaron las unidades geomorfológicas analíticas del tipo morfogenético para el Parque Nacional Lagunas de Montebello, localizado al extremo sur del estado de Chiapas. El mapa fue realizado a escala 1:50 000, con el objetivo de determinar los parámetros morfométricos y morfogenéticos de dicha región. Para el mapeo de estas unidades se llevó a cabo una adaptación personal a los principios metodológicos propuestos por el ITC (1991).

Las formas del relieve determinadas son: Laderas montañosas, lomeríos, depresiones kársticas, piedemonte, planicies y valles (fluvio-kársticos y tectónicos).

Palabras clave

Geomorfología, morfogénesis, morfometría, Chiapas.

Capítulo 1. Introducción

El conocimiento que hoy en día tenemos sobre la “forma de la superficie terrestre”, ha sido gracias al desarrollo en el estudio de ciencias como la geografía, cartografía, topografía, geomorfología, etc. La geomorfología se encarga del estudio de las formas del relieve, y su objetivo es comprender la génesis, desarrollo y evolución de las formas terrestres y planetarias. Para poder desarrollar sus objetivos la geomorfología se apoya en otras ciencias complementarias, como la cartografía, la cual brinda las técnicas para la elaboración de documentos científicos como son los mapas geomorfológicos, los cuales se utilizan para sintetizar información de una fracción del planeta y documentar cada aspecto relativo del relieve (Verstappen, 1991).

En este trabajo se cartografiaron las unidades morfogenéticas del Parque Nacional Lagunas de Montebello al sur de estado de Chiapas. Para el cual se adoptaron los principios metodológicos propuestos por el *International Institute for Aerospace and earth sciences de los Países Bajos (ITC)* para el levantamiento y mapeo geomorfológico. Se generaron bases de datos que incluyen diversas coberturas temáticas como: Geología -modificada del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) y Servicio Geológico Mexicano (SGM)-, Topografía (INEGI), Hidrografía (INEGI) y Geomorfología (Elaboración propia), las cuales fueron modificadas, complementadas y/o generadas mediante técnicas digitales en un Sistema de Información Geográfica.

1.1 Antecedentes

En la actualidad, el tema de la contaminación del agua ha sido objeto de miles de estudios en todo el mundo, no sólo porque el agua es esencial para la vida, sino porque el espacio que ocupa el agua misma es también el hogar de muchas especies. Esta dualidad es una razón por la que el análisis de la calidad del agua es tan importante.

Muchos países en el mundo han generado leyes de protección al ambiente, que facilitan la conservación de hábitats en peligro. En México, la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) con base en la Ley General de Equilibrio Ecológico y Protección al Ambiente (LGEEPA) y a través de la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP), se encarga de su gestión.

Desde la declaración del Parque Nacional Lagunas de Montebello en 1956, varias instituciones (SARH, SAHOP, SEDUE, SEDESOL y SEMARNAP) se han encargado de la administración del área, actualmente la CONANP se encarga de su manejo y administración, lo que incluye programas para su organización y manejo sustentable.

Dentro del polígono que delimita el Parque se encuentra el Ejido de Tzisco. Una comunidad de origen guatemalteco, compuesta por habitantes de las etnias de ascendencia maya: Mame y Chuj, provenientes de San Mateo Ixtatán en 1870 (Limón, F., 2007). Esta comunidad resultó afectada en 1959 al emitirse el decreto presidencial para la creación del Parque, por lo que entró en conflicto y reclamaron las tierras como suyas

basándose en títulos de propiedad que se les fueron otorgados (Cruz, 1989). Al no encontrar acuerdo definitivo para el conflicto, en 1976 los ejidatarios deciden conformar como Parque Natural Ejidal la porción oriental de Montebello, la cual ellos administran y protegen. Este coexiste con el Parque Nacional (Cervantes, 2003). En general el medio de vida de sus pobladores es la agricultura de la que se obtiene café, frijol, jitomate y maíz.

Los principales problemas ambientales asociados a la agricultura dentro del parque son: a) el uso de agroquímicos que contaminan los cuerpos de agua b) la sustitución de los bosques por áreas de cultivo destinadas a la siembra de maíz, frijol, jitomate, calabaza y café. Este además se hace bajo el sistema roza y quema que consiste en cortar, dejar secar y quemar el monte, lo cual también ocasiona incendios forestales (INEGI, 2010).

1.2 Justificación

El Parque Nacional Lagunas de Montebello es un conjunto de lagos que fueron declarados Área Natural Protegida a través del decreto presidencial publicado en el Diario Oficial de la Federación (DOF, 16 de diciembre de 1959). En los últimos años, el cambio en la coloración del agua y la mortandad de fauna han generado preocupación en la población y el Gobierno del Estado. Por este motivo, se han formado grupos de trabajo interdisciplinarios e interinstitucionales, constituidos por especialistas de siete áreas de la investigación, de distintas instituciones como son: La UNAM (Instituto de Geología, Instituto de Geofísica, Instituto de Ecología,

Instituto de Biología, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, FES Iztacala y Facultad de Ciencias), la UAM-Azcapotzalco y una ONG (Instituto para el Desarrollo Sustentable en Mesoamérica, A.C. Registro RENIECYT: 1665). El principal interés es comprender el problema de la contaminación en los lagos y proponer medidas de mitigación.

Mediante la información generada en el estudio del medio físico del Parque Nacional Lagunas de Montebello, dado que aporta el conocimiento sobre la distribución de las geoformas, se podrán orientar las acciones iniciales concernientes a la primera fase del plan de trabajo, que es la selección de puntos a monitorear y que se llevará a cabo por los grupos de Biología, Hidrología, Limnología y Ecología.

El mapa geomorfológico servirá también para estudios posteriores que investiguen diversos aspectos geológicos y ambientales del Parque Nacional Lagunas de Montebello, ya que no existe hasta el momento un mapa geomorfológico de detalle de la zona.

1.3 Objetivos

Objetivo general

El objetivo principal de este trabajo es la elaboración y análisis del mapa geomorfológico del Parque Nacional Lagunas de Montebello, a escala 1:50 000.

Objetivos específicos

- Recopilar información sobre karst

- Recopilar información del medio físico de la zona de estudio
- Trabajo de campo
- Implementar una metodología de mapeo basada en sistemas de información geográfica, en la que se realizarán diversas capas de información.
- Generar un mapa de unidades morfogénicas
- Análisis de las unidades morfogénicas de la zona de estudio.

Capítulo 2. Marco Teórico

2.1 Naturaleza del Karst

El vocablo *Karst* es la forma alemanizada de la palabra Indo-Europea *Kar* que significa roca, el término Italiano es *Carso* y el término Esloveno es *Kras*.

En geomorfología *karst* es el terreno en el que rocas solubles (como yeso, calizas, dolomías y halita) son alteradas superficial y subterráneamente por la acción disolvente del agua, la cual genera características distintivas en el drenaje y en el relieve (Jennings, 1971).

Los primeros estudios realizados sobre el Karst fueron hechos por Jovan Cvijić (quien fue alumno de uno de los pioneros en el estudio de la geomorfología- Albrecht Penck-) en 1893, cuando publicó “Das Karstphanomen”, en el cual describió las formas kársticas del relieve de la región que actualmente es Yugoslavia. Otro discípulo de Penck -Alfred

Grund- publica en 1903 “Die Karsthydrographie”, aportando las bases de la hidrografía, en el cual sugiere que el agua subterránea en el karst puede encontrarse en dos niveles, uno superior donde se encuentra en circulación y otro inferior en donde el agua se encuentra estancada. La evolución de las ideas sobre el karst pueden encontrarse también en: Llopis (1970), Roglic (1972), Herak-Stringfield (1972), Sweeting (1981) entre otros.

2.2 Karstificación.

El conjunto de procesos que desarrollan modelados kársticos recibe el nombre de karstificación. Este consiste en un proceso de meteorización, el cual es el resultado de una serie de reacciones químicas como son: Disolución, hidratación, sustitución iónica y oxido-reducción, y físicas como son: Transferencia de masas y difusión (Pedraza, 1996).

Según Bögli (1980) el proceso de karstificación se efectúa de la siguiente manera:

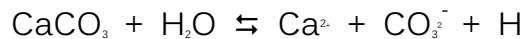
1. Durante la precipitación, el agua de lluvia disuelve el CO₂ de la atmósfera.
2. El bióxido de carbono físicamente disuelto reacciona con el agua para formar ácido carbónico:



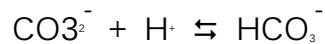
(Como el resultado es un ácido fuerte, el ácido carbónico está completamente disociado en lo que se conoce como el primer nivel de oxidación):



3. Cuando el agua entra en contacto con la roca carbonatada, los iones son liberados de su estructura cristalina:



4. El CO_3^{2-} se asocia con el H^+ para generar bicarbonato,



De esta manera se define la fórmula de la disolución de las calizas:



Calcita Sólida Calcita Disuelta

Todas estas reacciones son reversibles, dependiendo de la presión parcial del bióxido de carbono en el aire, por lo que la calcita puede tanto disolverse como precipitarse. Es sabido que la solubilidad de la calcita también varía con la temperatura, ésta entonces será más soluble a temperaturas bajas que elevadas (Picknett, 1972).

2.3 Hidrología kárstica

“Un acuífero es aquella formación geológica que permite la circulación y almacenamiento de agua a través de sus poros o grietas y que el ser humano puede aprovechar en cantidades económicamente apreciables para subvenir a sus necesidades” (Custodio y Llamas, 1983).

Un acuífero kárstico es aquella formación constituida por rocas sedimentarias cuyos poros y fisuras han sido ensanchados por la acción disolvente del agua subterránea (Custodio y Llamas, 1983). El desarrollo de acuíferos kársticos depende principalmente de la geología, geomorfología, el clima y los controles biológicos. Las rocas más susceptibles de sufrir procesos kársticos son principalmente las calizas, dolomías, yesos y evaporitas.

La característica más importante de la caliza es que su permeabilidad cambia con el tiempo. Cuando un sedimento carbonatado se forma adquiere una porosidad proporcionada por el acomodo de las partículas, la cual es conocida como porosidad primaria. Estos poros son reducidos durante el proceso de compactación y/o por la cementación en el proceso de diagénesis. Si de manera posterior a esta compactación, debido a los movimientos tectónicos o bien por el proceso de dolomitización, la roca se fractura, entonces tiene lugar la generación de porosidad secundaria. Esta porosidad secundaria podría producir un incremento de los poros a lo largo de las fisuras debido a la circulación del agua subterránea.

El proceso de disolución puede iniciarse en cualquier tipo de porosidad de la roca, ya sea de origen primario o secundario. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la porosidad primaria sólo será importante si la roca original es sumamente porosa. En una caliza poco o nada porosa, el agua sólo podrá penetrar por las superficies de estratificación y ampliar así las mismas. Por el contrario cuando la porosidad secundaria hace a la roca más porosa el agua puede migrar a lo largo y ancho del macizo y actuar en casi cualquier punto de él. Cabe mencionar que el fracturamiento y fallamiento del macizo rocoso por sí solos, no son zonas óptimas para la circulación del agua y consecuente disolución de la caliza, se requiere también que estos se intersecten con el plano de estratificación. De esta manera, será más efectiva la infiltración y circulación del agua, cuyo contenido de ácido carbónico disolverá los minerales carbonatados. Estos procesos mantenidos por largos periodos de tiempo generan estructuras de disolución dentro del macizo calcáreo, formando sistemas endokársticos. Por lo tanto se puede afirmar que las zonas de máxima disolución del macizo calcáreo están en relación directa con la máxima densidad de fisuración (Llopis, 1970).

Para que el sistema de circulación de agua, dentro del macizo calcáreo sea más efectivo y se lleve a cabo el proceso de karstificación, es necesaria la porosidad y la fisuración de las rocas, así como de una zona de absorción, una zona de surgencia y entre estas, un cierto desnivel que proporcione el suficiente gradiente hidráulico para que el agua circule.

Según Llopis (1970) si se tiene un macizo calcáreo de suficiente espesor y con comunicación directa entre la zona de absorción y la de surgencia se distinguen las siguientes zonas hidrodinámicas en el karst:

- a) *Zona de absorción*: En la cual el agua de lluvia y de los ríos se infiltra en el macizo. Esta infiltración está condicionada por la litología, el nivel de fisuración de la roca y el tipo de disposición de los materiales.
- b) *Zona vadosa*: En esta zona, los conductos están generalmente rellenos de aire, salvo en momentos con alimentación directa a partir de lluvias o similar.
- c) *Zona de fluctuación estacional*: Esta zona es transicional y puede comportarse como zona vadosa o zona freática dependiendo de la fluctuación del nivel del agua subterránea, la cual representa el nivel freático kárstico.
- d) *Zona freática*: En esta zona las cavidades están rellenas por agua de manera permanente por lo que la karstificación es muy activa.
- e) *Zona de surgencia*: En esta zona desembocan las aguas que han circulado a través de las zonas anteriores. En esta, la circulación del agua se vuelve otra vez superficial. Debido al cambio de presión, el carbonato disuelto precipita.

Si todas las zonas hidrodinámicas están presentes se le denominara *holokarst* (Figura 1) y si falta alguna o varias de ellas se denominará *merokarst* (Llopis, 1970) (Figura 2).

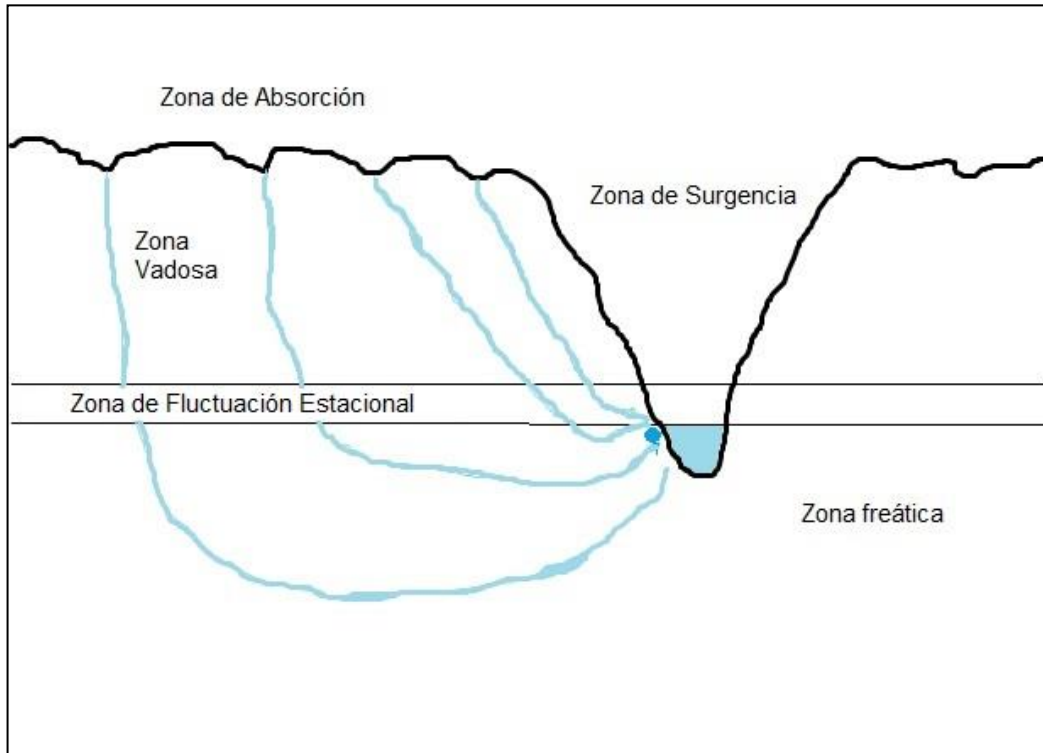


Fig. 1. Holokarst (Modificado de Llopis, 1970)

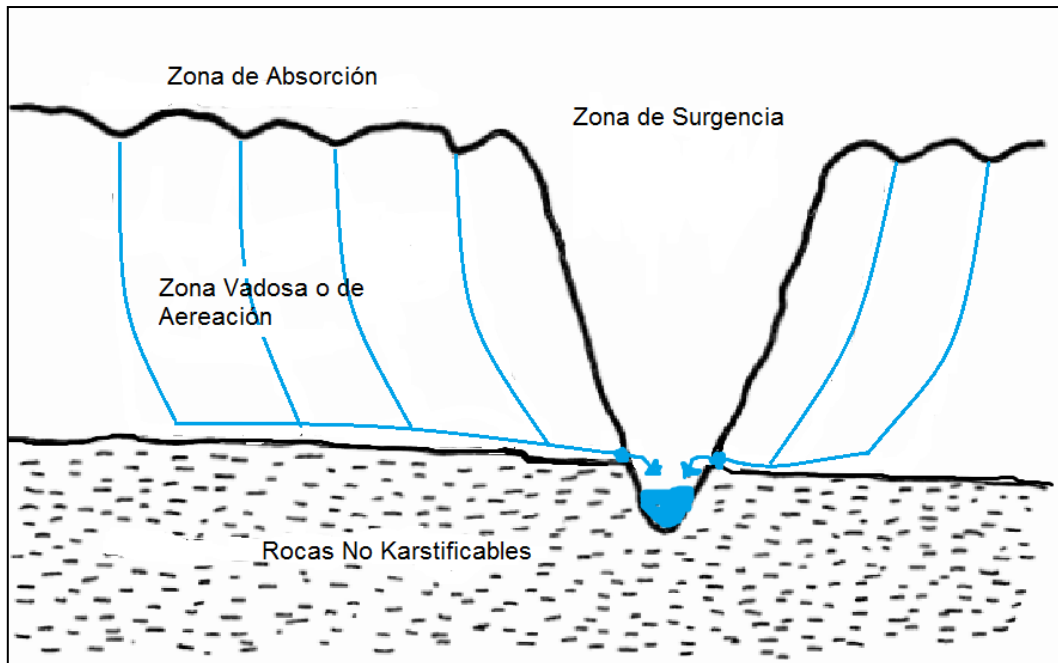


Fig. 2. Merokarst (Modificado de Llopis, 1970)

2.4 Formas Kársticas

La circulación del agua, la disolución y erosión en el macizo calcáreo constituyen lo que se conoce como aparato kárstico, éste consta esencialmente de tres grupos o conjuntos de fenómenos que se denominan formas kársticas (Llopis, 1970):

a) *Formas de absorción*

b) *Formas de conducción*

c) *Formas de emisión*

a) *Formas de absorción*

Las formas de absorción son aquellas, mediante las cuales el agua penetra en el macizo calizo. Corresponden a dos tipos distintos: las *formas cerradas*, en las que la absorción se realiza lentamente y las *formas abiertas*, en las que el agua puede penetrar en masa.

i. Formas Cerradas

Aquí el desarrollo de las formas de absorción vendrá condicionado por la intersección de las fisuras, tanto mayor sea el número de fisuras y de intersecciones entre ellas, mejor será la absorción.

Dolinas

Dolina es una palabra eslovena y significa “depresión en el terreno”, éstas son formadas por distintos procesos. De acuerdo a su génesis, se pueden clasificar como *dolinas de disolución* y *dolinas de colapso*.

1. *Dolinas de disolución*

Su formación inicia con la infiltración de agua a través de los planos de intersección entre diaclasas donde se originará una zona de máxima disolución, ésta disminuirá la superficie rocosa y se generará un hundimiento lento en toda la zona afectada, aquí se formará una depresión circular, dicha depresión atraparé el agua aumentando así la disolución y la depresión se agrandará (Llopis, 1970).

En algunas ocasiones, los residuos sólidos resultado de las impurezas y descalcificación de las calizas formará la “*terra rossa*” que se deposita en el fondo, uniéndose a ella los lodos y arcillas aportados por el agua de escurrimiento se formarán las llamadas *dolinas de artesa*, que son aquellas que adquieren, por el depósito de los sedimentos, un fondo plano (Llopis, 1970).

En estas dolinas la absorción se realiza lentamente ya que el sedimento arcilloso impide la absorción rápida, de tal modo que en épocas de lluvia, las aguas aportadas se acumulan en la depresión, generando lagunas cuya agua se irá infiltrando poco a poco (Llopis, 1970) (Figura 3).

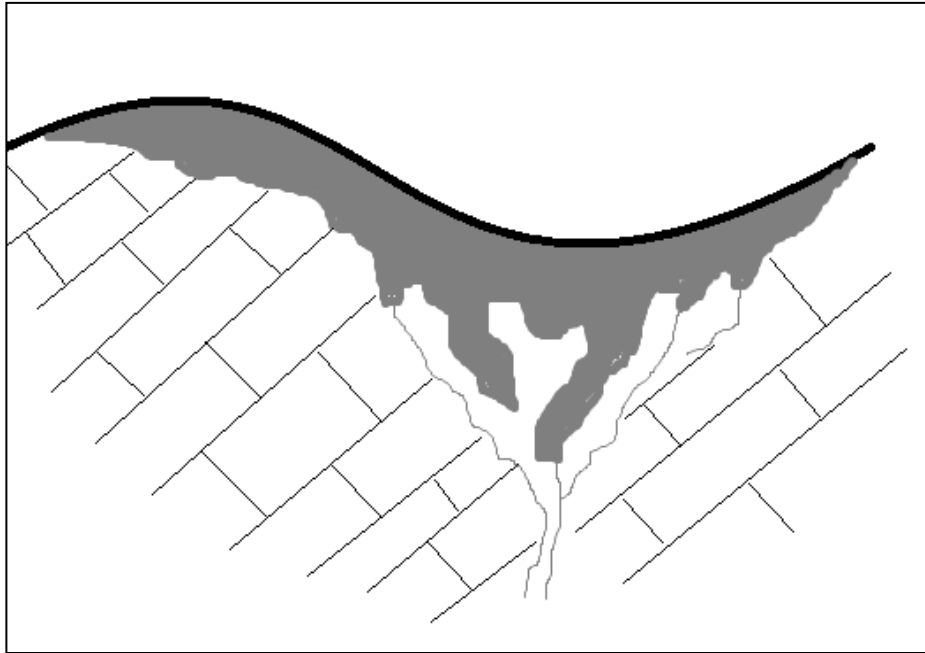


Fig. 3 Formación de dolinas de disolución (modificado de Ford y Williams, 1989)

2. Dolinas de Colapso

En éstas, la karstificación subsuperficial de rocas solubles provoca la deformación gravitacional de los sedimentos suprayacentes y la subsidencia gradual o brusca de la superficie topográfica (Citado por Gutiérrez et al., 2005). Se pueden diferenciar de las dolinas de disolución por sus paredes verticales y fondo relleno de grandes bloques, generados durante el colapso. En algunos casos si la disolución y la erosión de los bloques continúa después del derrumbe, la dolina entrará en contacto con el sistema de circulación kárstico generando una especie de ventana (Figura 4).

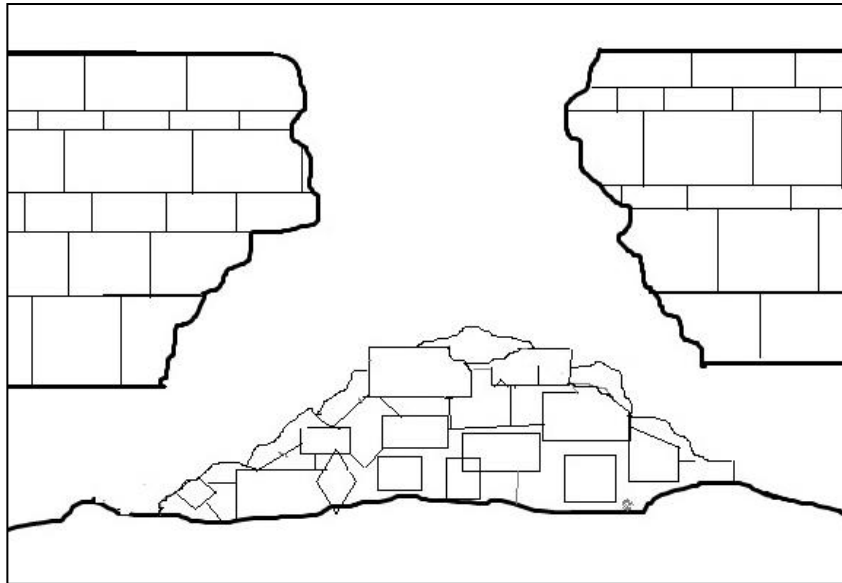


Fig.4 Dolina por colapso (Modificada de Ford y Williams 1989)

Úvalas

Son dolinas coalescentes que suelen generar depresiones amplias, cerradas y de fondo plano o irregular, donde se presenta una intensa infiltración de agua. Además tienden a alinearse con el sistema de fallas principal en el cual se desarrollan (Pedraza, 1996).

Como las dolinas se encuentran formando campos, los fenómenos de conjugación son muy frecuentes y por lo tanto el desarrollo de úvalas es muy rápido (Figura 5).

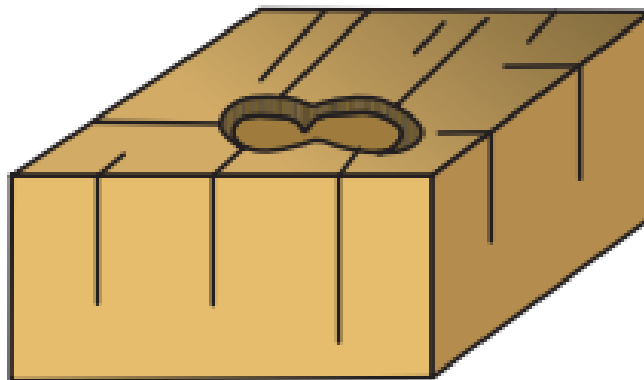


Fig. 5 Úvala (Modificado de Llopis, 1970)

Cockpits (Caja de huevo)

En calizas de gran espesor y donde el nivel freático es profundo, la disolución de la roca produce un cambio en la topografía conocido como cockpits o *caja de huevo*. Son relieves cónicos de carácter residual en karst tropicales, destacan sobre una llanura que constituye el nivel base de la karstificación (Pedraza, 1996), (Figura 6).

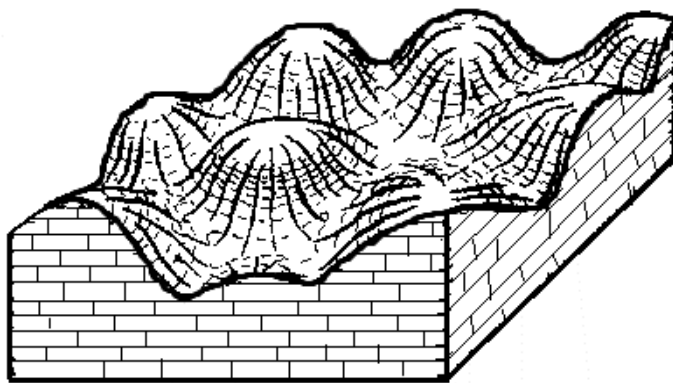


Fig. 6 Cockpits o caja de huevo (Modificado de Llopis 1970)

Poljes

Se trata de depresiones elongadas con fondo plano y laderas empinadas, son las formas cerradas más comunes en el mundo; su tamaño puede variar de 0.5 km² hasta 1000 km² de área (Bögli, 1980; Field, 2002). Sus rasgos característicos son los *hummocks* que son pequeños cerros dentro del polje. Según Ford y Williams -1989-, los poljes se pueden clasificar en tres tipos (Figura 7):

a. Poljes de borde

Se encuentra localizado en un contacto a través del cual recibe escorrentía superficial, la base plana está rellena de depósitos aluviales.

b. Poljes estructurales

Son controlados por la geología, suelen relacionarse con zonas tectónicamente deprimidas de litologías impermeables, flanqueadas por rocas karstificables. Este grupo incluye las mayores depresiones kársticas del mundo, en ocasiones el relleno aluvial alcanza grandes espesores.

c. Poljes de base

Son dominados por el nivel freático, ocurren cuando la zona epifreática se intersecta con la superficie del terreno. No dependen de niveles impermeables o estructuras geológicas.

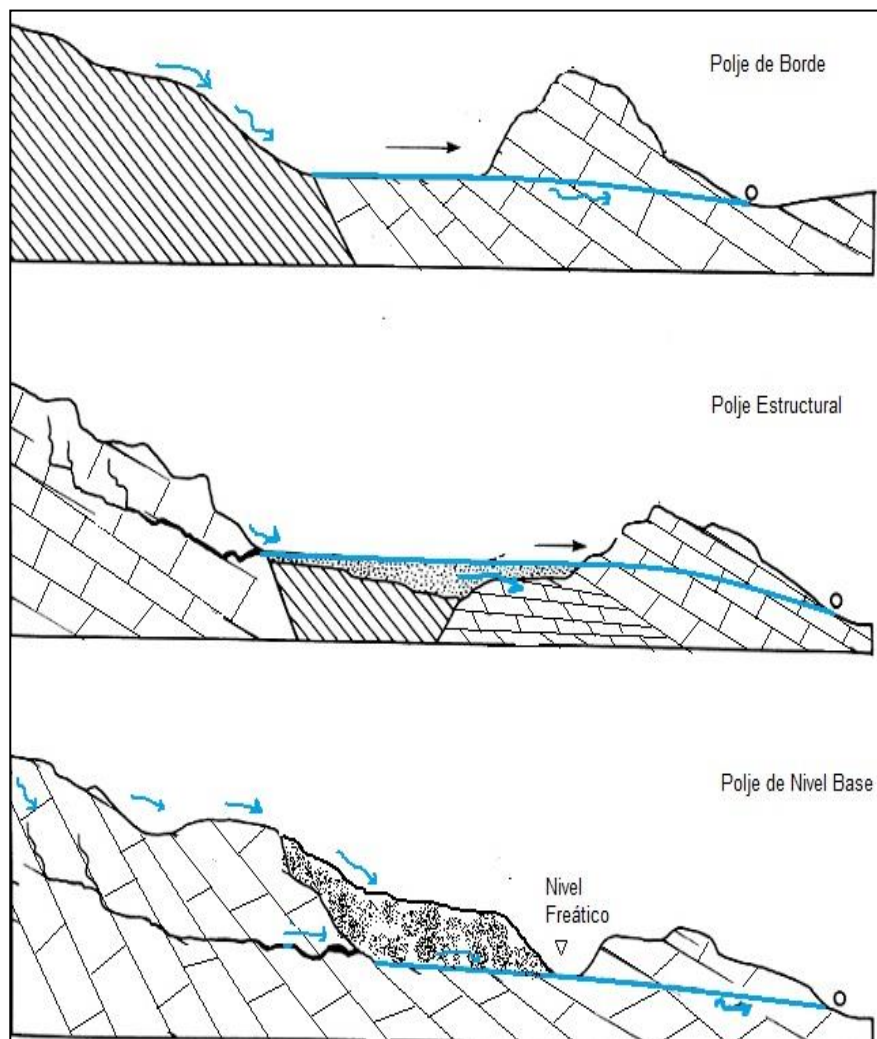


Fig7. Tipos de Poljes (Tomado de Ford y Williams, 1989)

Valles ciegos

Son valles donde el curso del agua superficial desaparece en un sumidero, pueden ser recorridos por flujos perenes o intermitentes, pero pueden también estar secos (Figura 8).

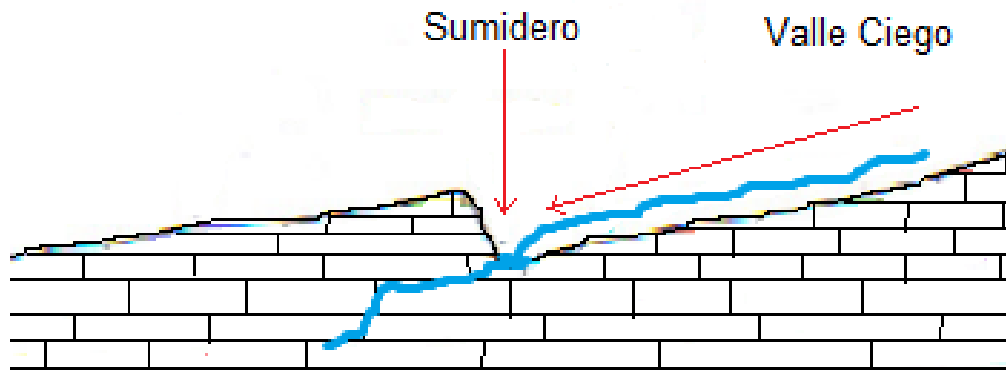


Fig. 8 Valle Ciego (Modificado de Raguž, 2008)

ii. Formas abiertas

Son aquellas formas en las que la infiltración del agua se hace de manera masiva al sistema kárstico. Éstas difieren de las formas cerradas fundamentalmente, en el volumen de agua que son capaces de absorber.

Ponor o Sima

Son los puntos de absorción en una dolina, úvala o polje, se forma cuando una dolina evoluciona más en profundidad que en superficie, esto debido a que las fisuras se han ampliado lo suficiente. Se encuentra en comunicación más o menos directa con formas de conducción desarrolladas (Figura 9).

Sumideros

Es una forma de conducción capaz de transportar parte o todo el caudal de un río formado fuera del macizo kárstico, tienden a ser horizontales y no tiene comunicación con el resto del sistema kárstico.

En ocasiones, la absorción en el macizo se hace de manera difusa mediante varios sumideros y en otras, se hace de manera masiva por un sólo sumidero (Figura 9).

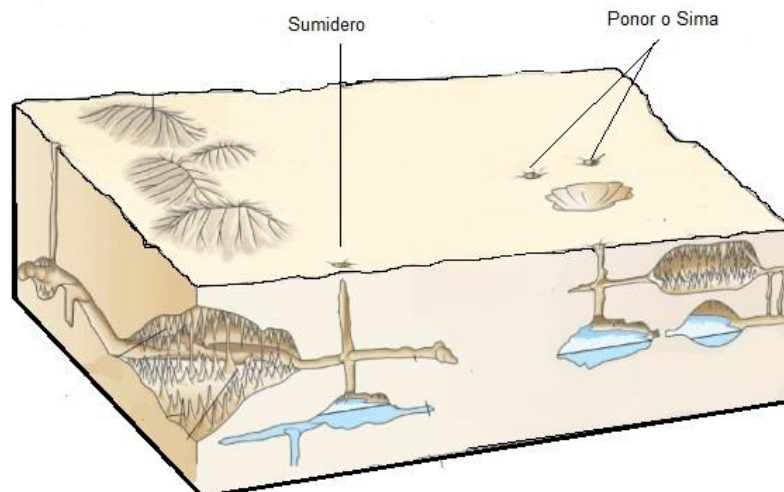


Fig. 9. Ponor o Sima, Sumidero (Modificada de <http://4abelenbmsoep.blogspot.mx>)

Formas de Conducción

Son aquellas cavidades subterráneas por las que la circulación del agua tiene lugar; entre las que se encuentran: cuevas, cavernas, grutas, etc.

Estas cavidades -según Ford y Williams- (1989) se forman en la zona de aireación donde las aguas de infiltración son tan agresivas que pueden, conforme descienden al nivel freático, disolver y erosionar las paredes y el

piso de las fisuras por las que circulan, de forma semejante como lo haría un río superficial creando cascadas, meandros etc. (Figura 10) .

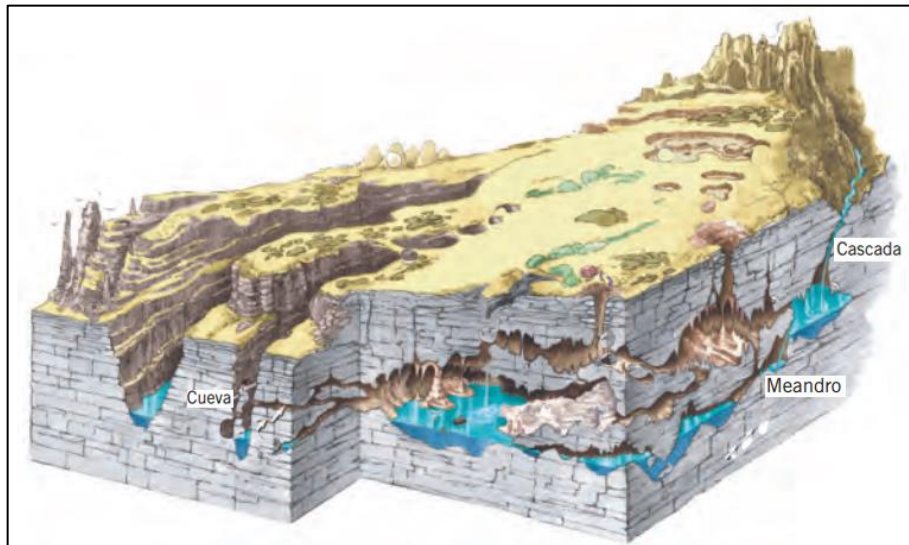


Fig. 10 Cavernas (Modificado de Saura, J.L)

Formas de emisión

Son las formas por las cuales el agua que ha circulado en el interior del macizo kárstico se reintegra a la circulación superficial. Son conocidas también como *surgencias* (Figura 11).

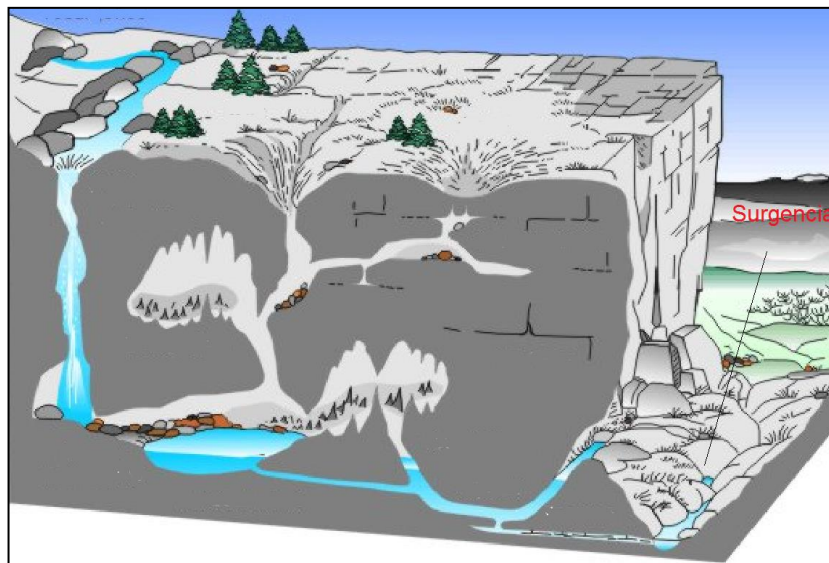


Fig. 11 Surgencias (Modificada de <http://www.misteriosdelaciencia.org/index.php?topic=1305.0>)

2.5 La influencia del clima y el karst.

El clima es uno de los factores principales en la formación o modificación de la Karstificación y sus formas resultantes. Los factores climáticos determinantes de las características del karst son: la humedad, la circulación del aire y la temperatura. (Eslava, J. *et al*, 2000).

Según Llopis (1970), la clasificación climática del karst es la siguiente:

Karst Frío

Se caracteriza por el alto poder de disolución del agua de fusión de hielo y nieve, también por su gran sensibilidad a la insolación, lo que puede provocar la formación de microclimas. Las dolinas adoptan formas de embudo muy pronunciado, con laderas marcadas, profundamente hundidas, sin "terra rossa" y con fondo cubierto de cantos de gelivación. El Karst frío se subdivide en:

a) Karst Nival

Se desarrolla en la alta montaña, con alimentación de nieve en invierno, la gran agresividad del agua de fusión y la alta velocidad de circulación aumentan el desarrollo de cavidades subterráneas.

b) Karst Periglacial

En este caso el principal agente erosivo es la gelivación derivada de la alternancia hielo-deshielo, que aparece con más intensidad en la actividad periglacial de altitud que de latitud.

c) Karst Polar

El agua de fusión del hielo forma arroyos superficiales que sólo en el exterior de los casquetes de hielo se ponen en contacto con el suelo. En los acantilados calizos la disolución rápida origina salientes que al karstificarse contribuyen a intensificar la erosión litoral. Los nunataks calizos están completamente secos, nunca se deshuelan en superficie y sólo son erosionados por el hielo y por la nieve. En ocasiones muestran residuos de un karst antiguo incidido posteriormente por la erosión glaciaria (Llopis, 1970).

d) Karst Pluvio-nival

Se desarrolla en climas frescos de influencia oceánica con gelivación y nivación débiles. Los fenómenos característicos son raros, sólo a altitud puede hacer que aparezca la gelivación o las nieves persistentes, mientras que la precipitación oscila entre 1,000 y 2,000 mm mensuales con coeficientes de escorrentía altos. Las formas de absorción están bien desarrolladas sobre los rellenos correspondientes a los modelados antiguos, fundamentalmente glaciares. En profundidad, la erosión kárstica es muy fuerte debido a la alta escorrentía en las zonas de influencia oceánica.

Karst Cálido

a) Karst Tropical

Debido a la acción de la lluvia, la disolución de la caliza se realiza de una manera muy fuerte, la característica particular de este tipo de karst es que los restos de calizas tienen pendientes muy escarpadas.

En este ambiente se forman los conocidos *mogotes kársticos*, son cerros o colinas de dimensiones de decenas de metros que al localizarse entre depresiones ovaladas-circulares en forma de estrella, se distinguen muy nítidamente en el paisaje (Nicod, 1972). Estos mogotes aparecen sobre cualquier clase de caliza a condición de que presente facies puras, con especial frecuencia en las de carácter arrecifal y que su espesor, por encima del acuífero, sea moderado. Los factores que intervienen en su desarrollo son:

- i) La tectónica
- ii) La litología
- iii) El acuífero
- iv) La criptocorrosión

La tipología que pueden presentar éstos karst de colinas es: mogote, kegelkarst, turmkarst, kuppenkarst (Figura 12)

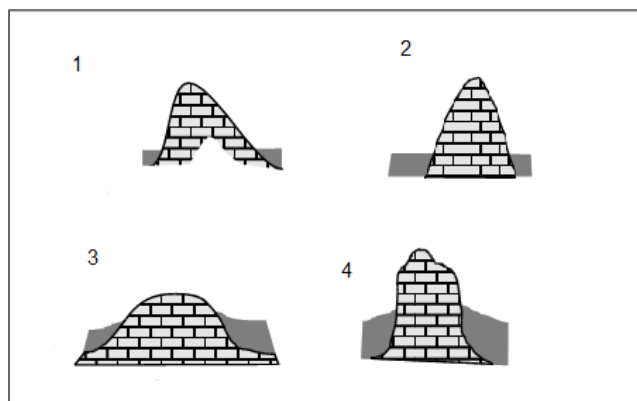


Fig. 12 Tipos de colinas kársticas. 1. Mogote, 2. Kegellarst, 3. Kuppenkarst, 4. Turmkarst
(Modificada de Díaz y Cámara, 2003).

Capítulo 3. Generalidades de la zona de estudio.

3.1 Localización

La zona de estudio se localiza al sureste del país, en el Estado de Chiapas, a 1000 km al SE (aproximadamente) de la Ciudad de México.

El área de trabajo se encuentra dentro de la hoja Las Margaritas a escala 1: 250 000 (E15-12 D15-3 INEGI, 1997) y dentro de las hojas: El Triunfo (E15D84, 2008) y Amparo Aguatina (E15D85, 1988) a escala 1:50 000 del INEGI.

La zona de estudio abarca un área de 184.9 km² (Figura 13).

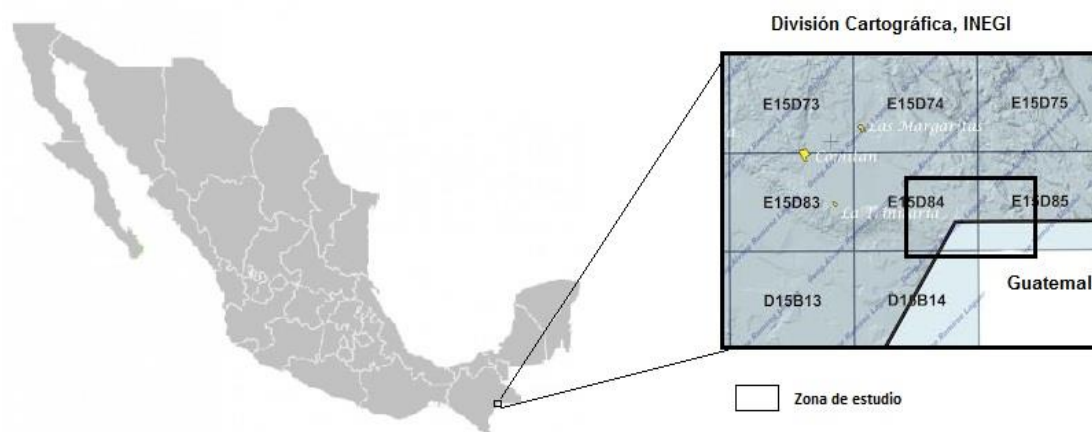


Fig. 13 Mapa de ubicación. La división cartográfica del INEGI corresponde a la zona 15 N.

i. Vías de Acceso

Las principales carreteras que conectan con la zona de estudio son: La autopista de cuota 150, México-Veracruz; Carretera Federal 145 D, Córdoba-Minatitlán; Carretera Federal 180 D, Coatzacoalcos-Cárdenas;

Carretera Federal 187; Carretera Federal 190, Tonalá-Comitán de Domínguez; Carretera Federal 307, La Trinitaria-Chetumal (Figura 14).

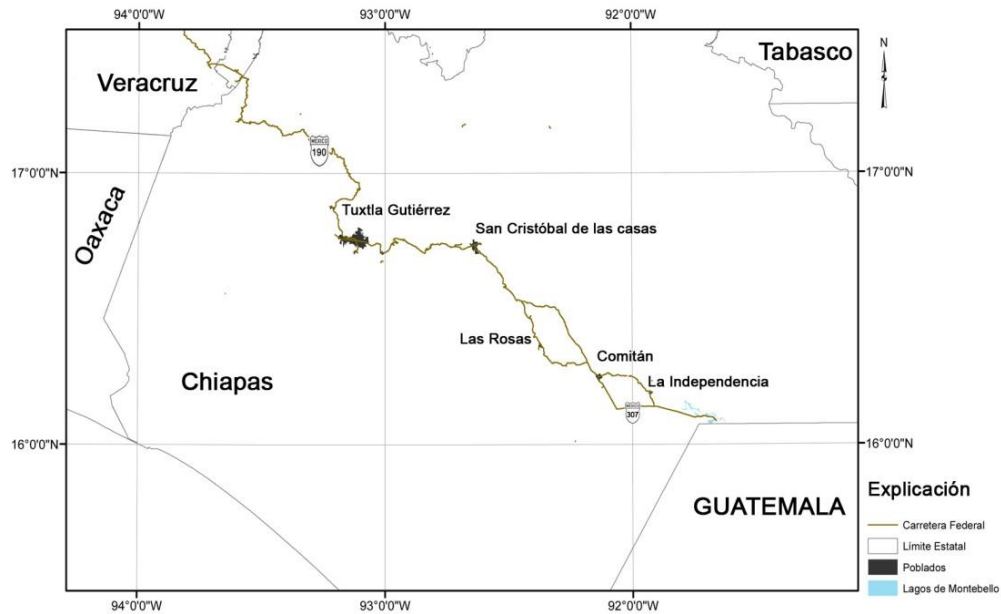


Fig.14 Mapa de vías de acceso al Sistema Lagunar Montebello

3.2 Clima

La zona de estudio se encuentra dentro de la región fisiográfica denominada *La Altiplanicie Central* (Müllerried, 1957), donde el clima puede ser desde Templado húmedo a subhúmedo con lluvias todo el año a Semicálido húmedo a Subhúmedo con abundantes lluvias en verano (CONABIO, 1998).

Utilizando la clasificación de García, E. (1988), en el Parque se presenta un clima tipo *C (m) (f)*, el cual corresponde a un clima templado húmedo con

temperatura media anual entre 12° C y los 18° C y la temperatura en el mes más frío oscila entre los -3 °C y 18° C.

La precipitación media en el mes más seco es menor a los 40 mm, mientras que en la temporada de lluvia, la precipitación es de 1200 a 1400 mm, con 90 a 116 días de lluvia. El mes más húmedo es Septiembre.

La precipitación total anual es de 1,800 mm, distribuida en dos periodos bien definidos, uno de alta humedad y otro de relativa sequía. Durante el periodo húmedo (de Mayo a Diciembre) llueve un promedio de 1,700 mm, que corresponde al 92% de la precipitación total anual, mientras que el restante 8%, se distribuye en las escasas lluvias del periodo seco (INEGI, 1984).

3.2.1 Temperatura media y Precipitación media

En el 2011 la Comisión Federal de Electricidad (CFE) realizó varios monitoreos para detectar el comportamiento, a nivel local, de las variables climatológicas en el Parque. En este estudio se obtuvieron los parámetros, a nivel mensual, de Precipitación y Temperatura. Los datos meteorológicos se obtuvieron de dos estaciones, Tzisco y La Esperanza (Tabla 1):

Estación	Longitud (W)	Latitud (N)	Elevación (msnm)
Tzisco	-91.63	16.1	1475
La Esperanza	-91.83	16.17	725

Tabla 1. Estaciones meteorológicas de monitoreo en el área de Montebello (CFE, 2012)

En la Tabla 2 se muestran los valores de temperatura y precipitación media mensual para las estaciones Tziscoao y la Esperanza.

Mes	Precipitación [mm] Estación Tziscoao	Precipitación [mm] Estación La Esperanza	Temperatura [°C] Estación Tziscoao	Temperatura [°C] Estación La Esperanza
Ene	131.8	39.2	15.3	12.9
Feb	89.4	23.7	15.9	12.6
Mar	41.7	13	17.2	13.7
Abr	41.5	23.2	18.5	15.8
May	71.8	86.8	19.6	16.7
Jun	271.3	184.4	18.8	16.9
Jul	352.3	189.7	17.8	16.6
Ago	331.7	193.6	17.8	16.6
Sep	314.3	229.5	17.9	16.3
Oct	257	121	17.4	15.7
Nov	194.3	54.3	16.4	14.5
Dic	182	46.4	15.6	13.5

Tabla 2. Valores de precipitación y temperatura mensual, obtenidas de las estaciones La Esperanza y Tziscoao (CFE, 2012)

Temperatura media en Montebello

En promedio, la época más calurosa del año, se registra en los meses de Marzo a Octubre con una temperatura media de 17.3 °C (Figura 15).

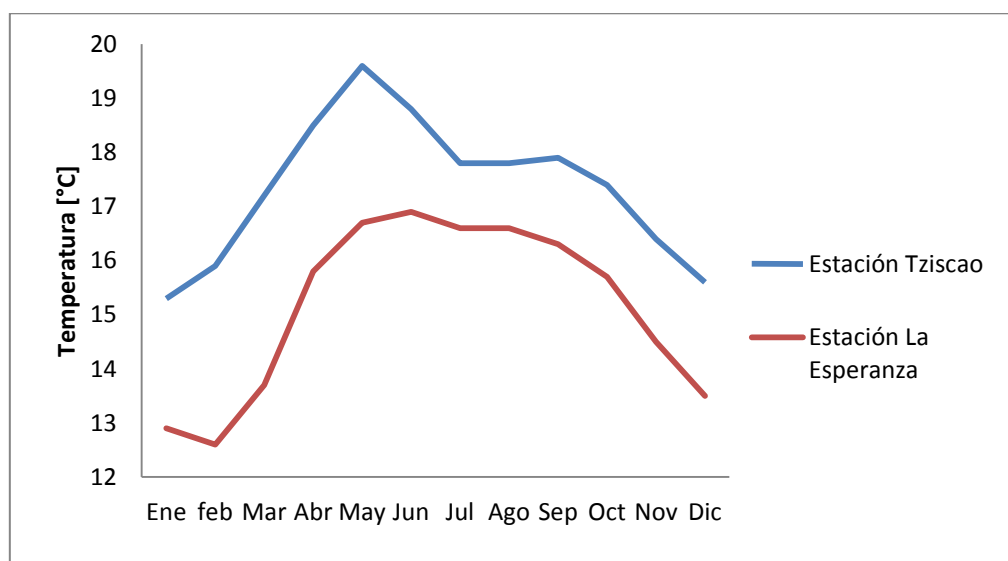


Fig. 15 Temperatura media tomada de la estación La Esperanza y la estación Tziscoao.

Precipitación media en Montebello

Se observa que el periodo de lluvias es de Mayo a Octubre, con precipitaciones medias mensuales superiores a los 100 mm, pero las máximas lluvias mensuales se registran en los meses de Junio y Septiembre (Figura 16).

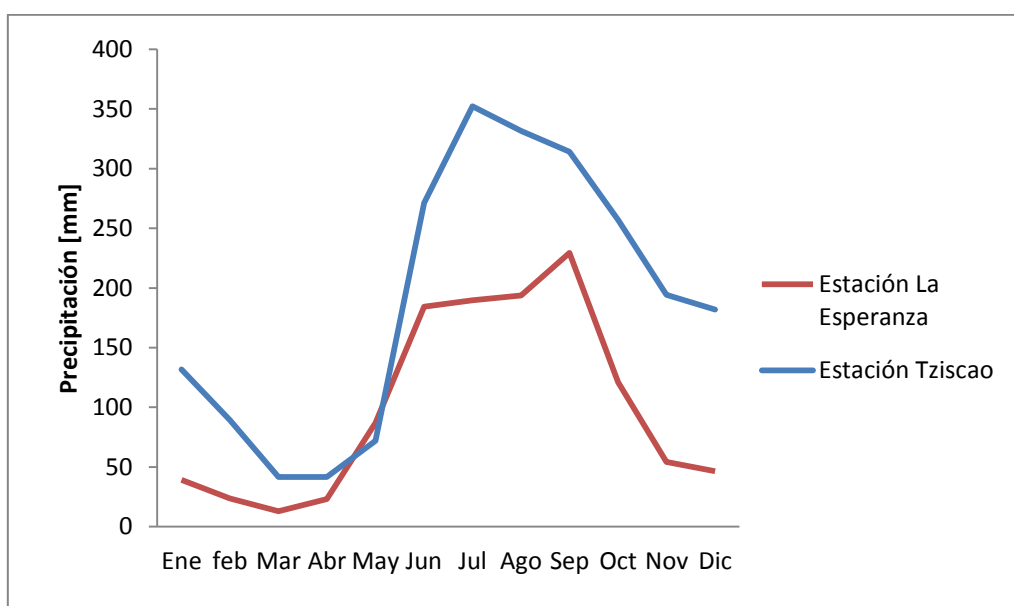


Fig. 16 Precipitación media tomada de la estación La Esperanza y Tzisco

3.3 Fisiografía

El Parque Nacional Lagunas de Montebello se encuentra dentro de la región denominada Altiplanicie de Chiapas, la cual forma parte de la provincia fisiográfica Sierra de Chiapas y Guatemala, (Figura 17). Su fisiografía involucra desde sistemas montañosos hasta valles y depresiones de origen kárstico. (INEGI, 2000)

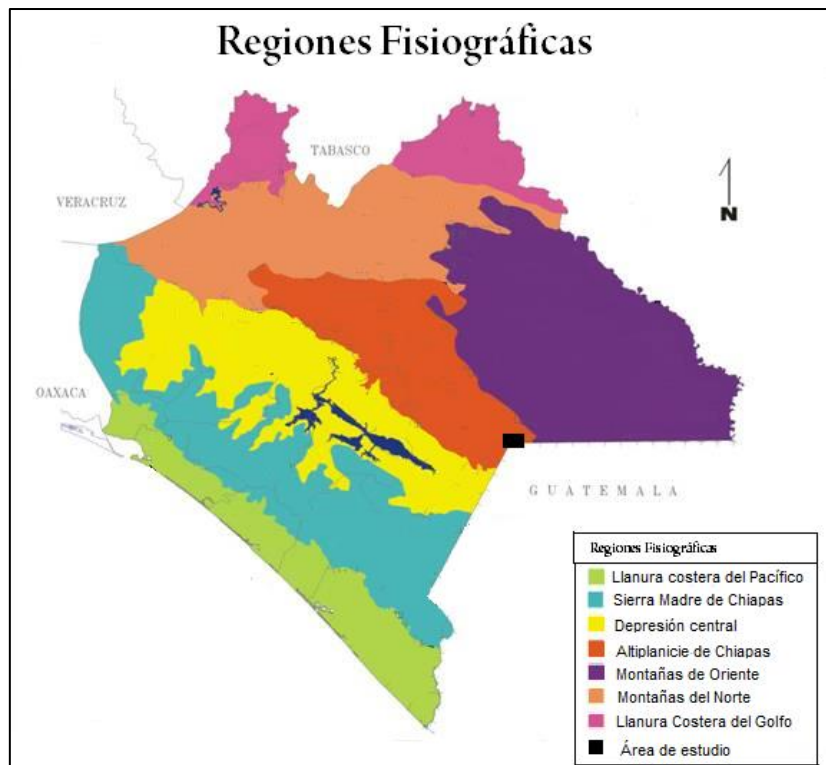


Fig. 17 *Regiones Fisiográficas de Chiapas (Clasificación de Müllerried, 1957)*

3.4 Marco Hidrológico

i. Generalidades

El Parque Nacional Lagunas de Montebello se encuentra dentro de la Región Hidrológica Nacional Grijalva-Usumacinta, la cual está integrada por tres subregiones (Alto Grijalva, Bajo Grijalva, Usumacinta, y una parte de la región de Coatzacoalcos) y seis cuencas (Grijalva-Tuxtla Gutiérrez, Grijalva-La Concordia, Grijalva-Villahermosa, Usumacinta, Río Lacantún y Chixoy).

ii. Cuencas y Subcuencas

La zona de estudio se encuentra entre dos cuencas hidrológicas. Estas son, la cuenca de los ríos Grijalva-La Concordia y la cuenca del Río Lacantún, (Figura 18).

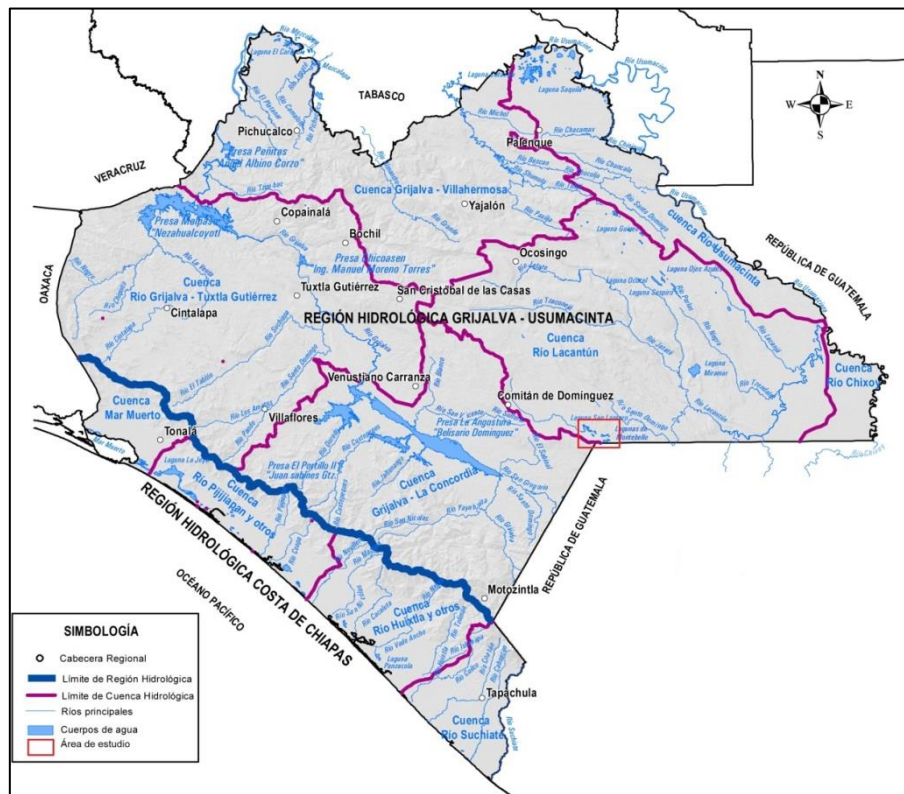


Fig. 18 Cuencas hidrológicas del área de estudio (Carta hidrológica de aguas superficiales, Tomado de INEGI, 2011)

Cuenca Grijalva- La Concordia.

Conocida también como Alto Grijalva, se encuentra al suroeste de la región hidrológica Grijalva-Usumacinta. Ésta comprende un área de 9,643 km² y está integrada por 13 subcuencas hidrológicas conocidas como: Lagarteros, Yayahuita, Zacualpa, Papizaca, Presa La Concordia, Selengua, San Miguel, La Concordia, Aguacatenco, Aguzarca, San Pedro, Grande, y Presa La Angostura (INEGI, 2010).

Cuenca del Río Lacantún.

Se localiza al sureste de la Región Hidrológica Grijalva-Usumacinta, tiene una extensión de 9,796.71 km². Esta cuenca está integrada por 16 subcuencas hidrológicas que son: Río Chajul, Río Ixcán, Río Comitán, Río Seco, Río Santo Domingo, Río Caliente, Laguna Miramar, Río Euseba, Río Margaritas, Río Lacantún, Río San Pedro, Río Tzanconeja, Río Perlas, Río Azul, Río Jataté, y Río Lacanjá (INEGI, 2010).

La zona de estudio forma parte de las subcuencas del Río Grande o Río de Comitán, Río Santo Domingo, Río Lacantún y Río Lagarteros, de las cuales el Río de Comitán constituye el río principal que abarca el Parque (Figura 19).

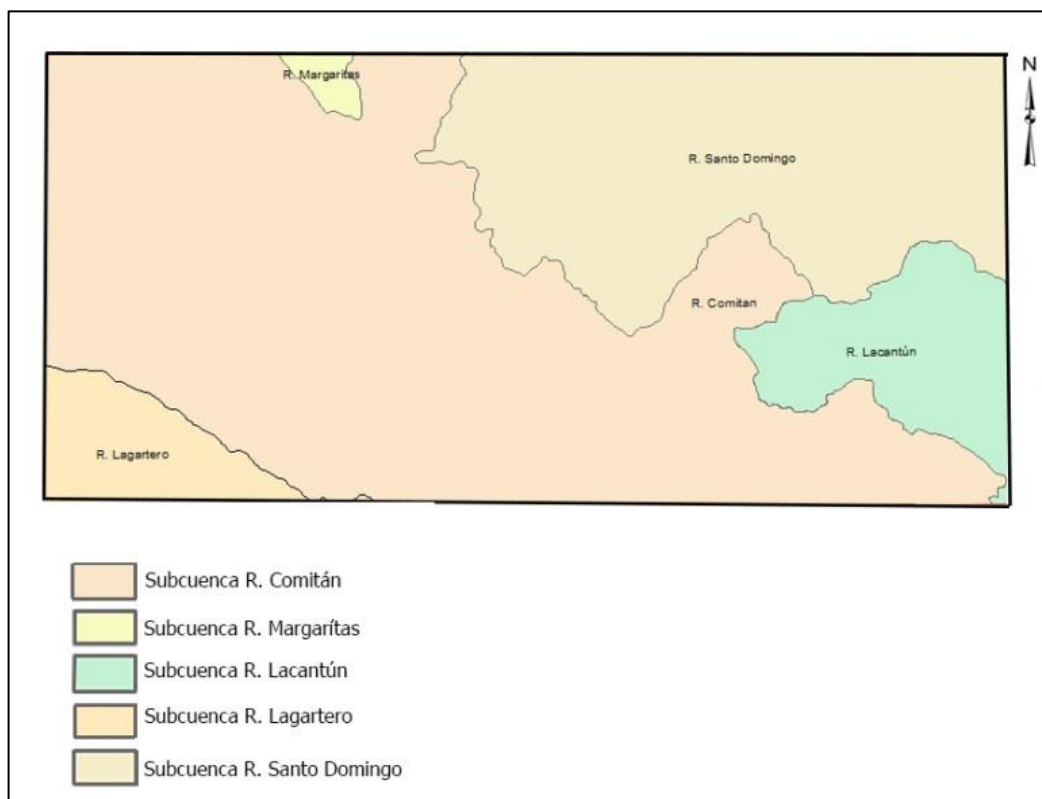


Fig. 19 Marco hidrológico (cuencas y subcuencas) de la zona de estudio (INEGI, 2010)

3.5 Marco Geológico

El territorio mexicano está conformado por lo que se denominan terrenos tectonoestratigráficos, los cuales son bloques limitados por fallas cuya historia geológica es diferente a la de los bloques adyacentes (Campa *et al*, 1983; Ortega-Gutiérrez, *et al*, 1999), (Figura 20).

En el sureste de México, de acuerdo con Campa y Coney (1983), se localizan los siguientes terrenos tectonoestratigráficos: Bloque Maya, Bloque Chortís, Juárez-Cuicateco, Mixteco, Zapoteco y Xolapa-Chatino.



Fig. 20 Límites de los Terrenos tectonoestratigráficos de México (Sedlock, *et al*, 1993)

El Parque Nacional Lagunas de Montebello se encuentra estructuralmente dentro del Bloque Maya, en la región conocida como el Cinturón Plegado

de Chiapas. Sus rasgos tectónicos y estratigráficos serán descritos en los siguientes apartados.

i. Geología Regional

a. Marco Tectónico

Los rasgos estructurales que hoy en día podemos observar del Cinturón Plegado de Chiapas, son el resultado de diversos eventos tectónicos que sucedieron en diferentes tiempos, con diferentes direcciones de esfuerzos y que inician con la apertura del Golfo de México. Estos eventos, según Sánchez (1979), generaron distintos estilos de deformación que dividieron la Sierra en 4 subprovincias estructurales, las cuales son: Provincia de Miramar, provincia de Simojovel, provincia de Fallas de Transurrencia y la provincia de Yaxchilán (Figura 21).

La zona de estudio se encuentra localizada dentro de la provincia de Fallas de Transurrencia, en la que se distinguen dos sistemas de fallas (ambos con desplazamientos laterales izquierdos) uno con orientación NW-SE y el segundo con rumbo W-E. El sistema NW-SE da origen a los bloques Ocozocoautla, Malpaso y Ocuilapa. El Sistema W-E origina los bloques Simojovel, Ocosingo, Yajalón, Chenalhó, Oxchuc y Teopisca.

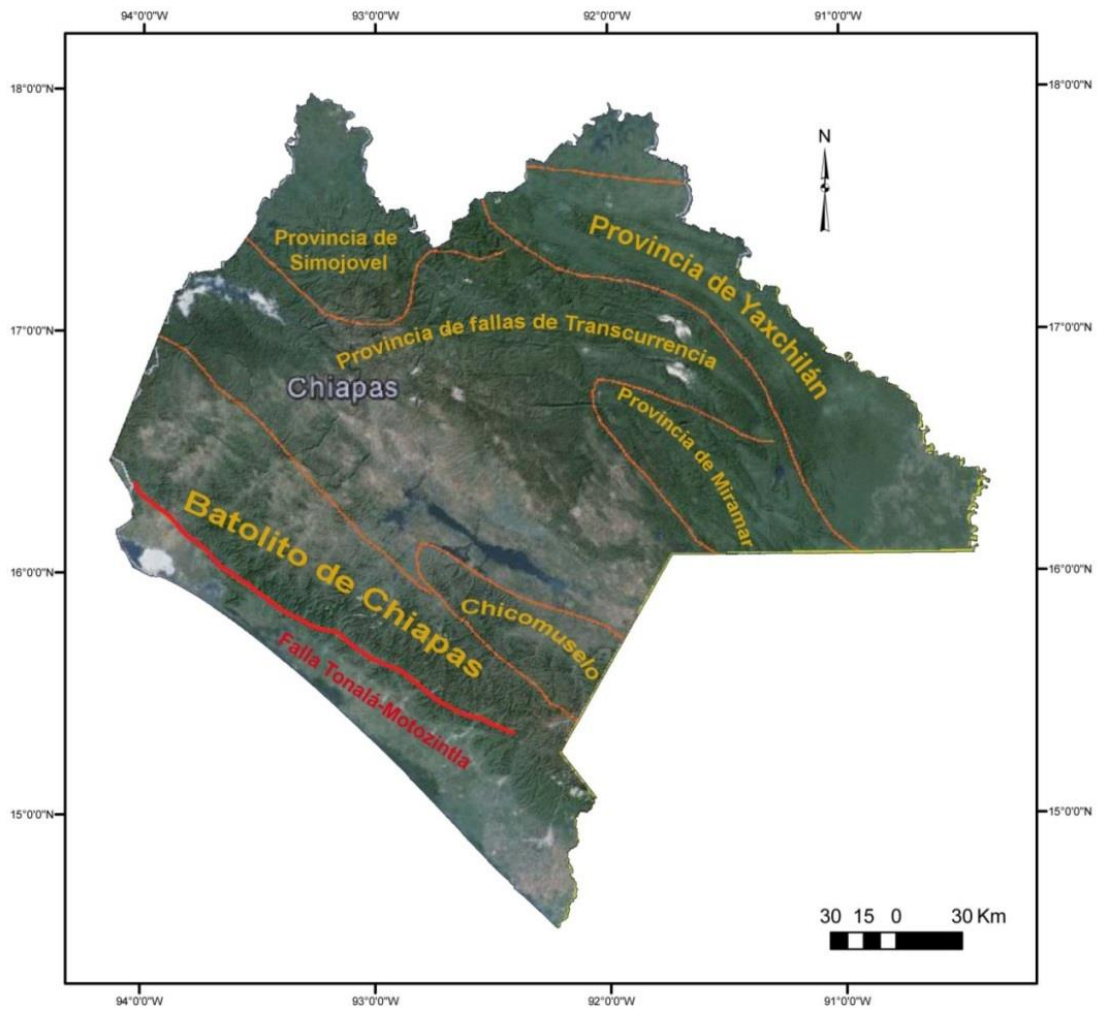


Fig. 21 Subprovincias tectónicas (Imagen base tomada de Google Earth, 2012)

b. Marco Estratigráfico

El registro estratigráfico que aflora en la zona de estudio es esencialmente de tipo sedimentario, está conformado por el grupo Caliza Sierra Madre (Constituido por las Formaciones Cantelhá, Cintalapa y Jolpabuchil), las Formaciones Ocozocoautla, Angostura, Soyaló, Tenejapa, Lacandón y por depósitos aluviales que completan la secuencia estratigráfica de la región. El alcance cronológico de estas unidades va del Cretácico Inferior al reciente (Figura 22).

Para la elaboración de este capítulo se utilizaron como referencia los trabajos de Ortega (2010), Quezada (1987), Sánchez (1969) y Mandujano (1996).

La secuencia estratigráfica representada en la figura 22, contiene unidades que no fueron descritas en este trabajo debido a que en la zona de estudio no afloran, sin embargo, ya que el presente estudio proporciona las bases para análisis posteriores en el Parque Nacional Lagunas de Montebello se considera importante ampliar el panorama estratigráfico regional, por lo que se agregan en la columna estratigráfica.

Mesozoico

El registro estratigráfico del Mesozoico en la zona de estudio, está representado por el grupo Caliza Sierra Madre (el cual está integrado por las unidades con rango formacional Cantelhá, Cintalapa y Jolpabuchil) y por las Formaciones La Angostura y Ocozocoautla (Figura 22).

Grupo Sierra Madre

- ***Formación Cantelhá***

Esta formación ocupa la parte centro-occidental de la Sierra de Chiapas, está constituida por una secuencia de dolomías de colores claros bien estratificadas en las cuales es muy común encontrar carpetas de algas, que en algunas ocasiones se encuentran fragmentadas debido a la desecación. Los microfósiles aunque escasos, son bentónicos indicadores

de ambientes de plataforma somera. Se le asigna una edad del Cretácico Medio-Tardío (González, 1963).

- ***Formación Cintalapa***

Aflora principalmente en la localidad de Cintalapa y al sur de Tuxtla Gutiérrez. Está representada por mudstone, mudstone fosilífero, wackestone de microfósiles, grainstone de pellets y microfósiles (principalmente miliólidos), se reportan también fragmentos de rudistas y gasterópodos que pueden llegar a ser muy abundantes, lo que da lugar a brechas de biocláston. Es común que esté afectada por procesos de dolomitización sobre todo en las capas que contienen biocláston. Por su contenido faunístico se le asigna una edad del Cretácico Medio-Tardío (Turoniano-Santoniano) (Sánchez, 1969).

- ***Formación Jolpabuchil***

Formada por secuencia de calizas con fósiles parcialmente dolomitizadas, seguida de un paquete de calizas oolíticas con abundante contenido fósil, posterior se encuentra horizonte de calizas con nódulos y lentes de pedernal negro, la cima se encuentra compuesta por calizas con macrofauna, especialmente algunas clases de rudistas, moluscos y algas (Sosa, 1965). Con base en la fauna determinada se le asigna una edad del Cretácico Tardío (Turoniano-Campaniano) (Mandujano, 1992).

- ***Formación la Angostura***

Integrada por cuatro cuerpos (Sánchez, 1969) el primero constituido por calizas de bioclastos e intraclastos que están parcialmente dolomitizados. El segundo un paquete de calizas con abundantes fósiles e intraclastos también dolomitizados. El tercero una secuencia de grainstone, packstone, wackstone y mudstone dolomitizados con microfauna bentónica y carpetas de algas, la cima está constituida por el cuarto cuerpo que consiste en caliza fosilífera. En el trabajo de Quezada (1987), se le asigna una edad de Cretácico Tardío (Maastrichtiano).

- ***Formación Ocozocuatla***

Esta secuencia aflora al noroeste de Tuxtla Gutiérrez, está compuesta por conglomerados producidos por la erosión de la Formación Todos los Santos, areniscas arcillosas generalmente masivas con restos carbonizados de plantas. Posteriormente se tiene un paquete de packstone de bioclastos, algas rojas, fragmentos de equinodermos y rudistas, a éste le sigue una secuencia de margas y lutitas que a su vez subyace a un grainstone de microfósiles y bioclastos, a ésta le sigue una secuencia de margas con restos vegetales y microfósiles, en la cima de esta formación se encuentran bancos de rudistas. La edad de la formación es del Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano), (Gutiérrez, 1959).

Cenozoico

La columna estratigráfica cenozoica está representada por las formaciones Soyaló, Tenejapa y Lacandón (Figura 22).

- ***Formación Soyaló***

Consiste en una sucesión de areniscas, lutitas y limolitas con gran contenido fosilífero, intercaladas con areniscas de grano más fino, dentro de las cuales se presentan nódulos arcillo-arenosos. Con base en su contenido faunístico se le asigna una edad del Paleoceno (Quezada, 1987).

- ***Formación Tenejapa***

Constituida por una sucesión de packstone con bioclastos y organismos planctónicos e intraclastos; en la parte inferior contiene nódulos de pedernal e intercalaciones de brechas calcáreas. Su localidad tipo se encuentra en la Ciudad de Tenejapa. Con base en su contenido faunístico se le asigna una edad de Paleoceno-Eoceno (Quezada, 1987).

- ***Formación Lacandón***

Consiste en calizas detríticas blanquesinas con varios intervalos dolomitizados. También se tiene una sucesión de packstone de intraclastos, miliólidos y pellets, los cuales gradúan a grainstone, ambos cuerpos están parcialmente dolomitizados. La edad asignada para esta unidad es del Paleoceno-Eoceno (Gómez, 1990).

Estratigrafía Regional

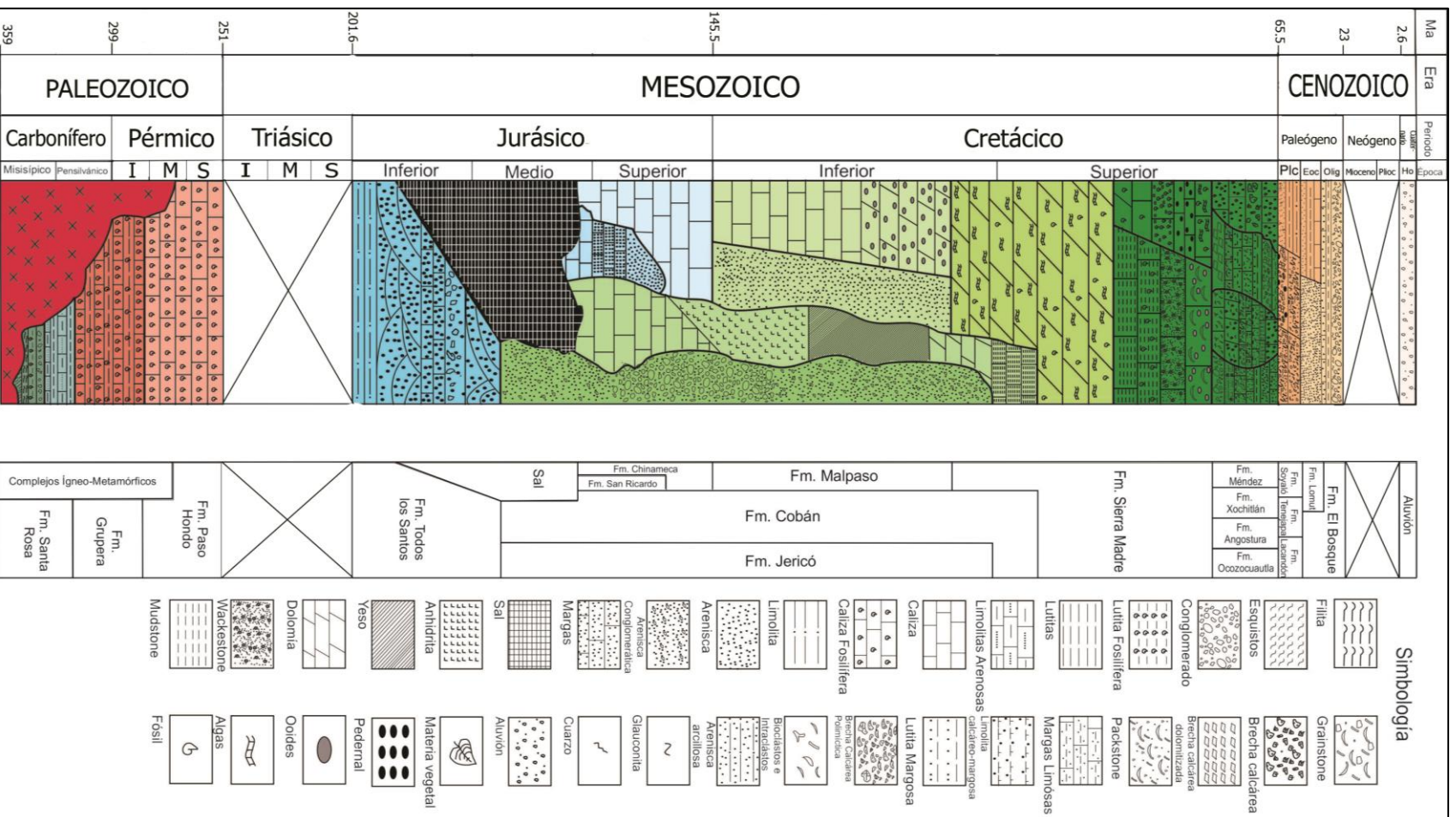


Fig.22 Columna estratigráfica regional del Cinturón Plegado de Chiapas. (Modificada de Orega, 2010)

Capítulo 4 Metodología.

Para los propósitos de este trabajo el enfoque metodológico utilizado se basa en los fundamentos del *Sistema para el Levantamiento y Mapeo Geomorfológico del ITC*, el cual considera que el mapeo geomorfológico puede realizarse con tres enfoques distintos: Analítico, sintético y pragmático. En este estudio se realizaron mapas de tipo analítico y sintético.

El levantamiento geomorfológico de tipo analítico planteado por Verstappen y Van Zuidam en 1991, se basa en la obtención de mapas básicos y monotemáticos, que deben contener información morfométrica, morfogenética, morfoestructural y morfocronológica.

El levantamiento geomorfológico de tipo sintético es el resultado del estudio de las relaciones ambientales entre el terreno y otros factores del paisaje (suelos, hidrología, vegetación, clima etc.).

La metodología utilizada en el presente trabajo consistió, de manera específica, en tres fases principales:

- i. Recopilación de información
- ii. Análisis, procesamiento e integración de la información
- iii. Resultados

Recopilación de Información.

La búsqueda, selección y compilación de material bibliográfico fue la principal actividad durante esta primera fase del trabajo. Como resultado, se obtuvo un marco de referencia que permitió un mejor entendimiento de la evolución geológico-geomorfológica, en el contexto regional, del área de estudio.

El material que se utilizó para esta primera fase fue el siguiente:

- Conjunto de datos vectoriales de las cartas topográficas escala 1:50 000 El Triunfo y Amparo Agua tinta, del INEGI.
- Conjunto de datos vectoriales de la carta geológico-minera Las Margaritas escala 1: 250 000 del INEGI y del SGM.
- Se adquirió el conjunto vectorial de la hidrología superficial de la Región Hidrológica No. 30 Grijalva-Usumacinta.
- Paquete de ortofotos digitales escala 1: 40 000 del año 2004 de las zonas E15-D84 y E15-D85 que cubren un 40% del área.
- Se adquirió el modelo digital de elevación del terreno (MDT) de las cartas E15-D84 y E15-D85 del INEGI, con resolución de celda de 20 m.
- Se recopilaron estudios geológicos y geomorfológicos de la zona de estudio, con el objetivo de conseguir información sobre la litología, cronología y edad de las formas.
- Se consultaron obras y artículos sobre las características geológico-estructurales y análisis geomorfológicos de

sistemas kársticos en el mundo y en México, con el fin de obtener una base teórica y práctica con la que se pudiera iniciar el trabajo.

Para el mapeo de las unidades morfogenéticas, la información que se recopiló fue la siguiente:

- *Origen del relieve.* Se clasificaron las unidades como endógenas o exógenas. El primer caso relacionando su génesis con las fuerzas internas de la tierra (vulcanismo, tectónica). En el segundo caso, las unidades presentan su origen en las fuerzas que modelan el relieve (erosión y depósito).
- *Tipo de relieve.* Se definieron las principales formas del relieve como lomeríos, piedemonte, laderas de montañas, planicies y formas kársticas.
- *Temporalidad.* Se estimó la edad del conjunto de formas, rocas y estructuras.
- *Litología.* Se identificaron las principales propiedades litológicas.
- *Morfometría del relieve.* Se calcularon algunos parámetros relacionados con la morfometría de las unidades, como son: pendiente, altura absoluta, altura relativa, orientación de laderas.

Análisis, procesamiento e integración de la información.

Una vez adquirida la información se procedió al análisis y procesamiento de los datos.

Las fuentes principales de información en esta fase fueron las bases topográficas, geológicas y las ortofotos digitales. A partir de las cuales se elaboró un conjunto cartográfico que permitió obtener diferentes parámetros (morfogénesis, morfometría, litología y cronología) que se utilizaron para realizar la delimitación de las unidades morfogenéticas. Estos mapas se generaron utilizando sistemas de información geográfica.

La información resultante del conjunto cartográfico fue complementada con la información obtenida del trabajo de campo, el cual consistió en el reconocimiento e identificación del terreno de manera visual. Se recorrieron las grandes unidades estructurales, de las que se tomaron muestras litológicas para su comparación con las descritas en la literatura para la zona de estudio.

El conjunto cartográfico obtenido fue el siguiente:

Mapa Hipsométrico

Este mapa tiene la finalidad de mostrar, de manera simplificada, la información topográfica, con lo que es posible distinguir de forma inmediata y visual los principales rasgos del relieve a partir de los contrastes altitudinales existentes. Su elaboración consistió en agrupar de manera práctica los valores altimétricos.

Para establecer los intervalos del mapa, se identificaron las principales diferencias altitudinales mediante los rangos definidos por defecto en el Arcmap. Una vez identificados los contrastes altitudinales, se definió el rango en el que se agruparían. Se consideró que seis intervalos exponían de manera adecuada el relieve (Tabla 3)

Pisos Altitudinales	Intervalo [m]
P1	1200 - 1300
P2	1300 - 1400
P3	1400 - 1500
P4	1500 - 1600
P5	1600 - 1700
P6	1700 -1800

Tabla 3. Intervalos altitudinales

Mediante el mapa hipsométrico se pudo distinguir que la zona de estudio se encuentra dividida en dos unidades morfológicas principales (la primera es una zona de sierra y la segunda es una zona de planicie) a través de un rasgo lineal con dirección NW-SE (Figura 23). La zona de Sierra está a su vez visiblemente dividida, por una depresión cuya orientación es NNE.

Aunque la diferencia de altitudes no es tan marcada como en otras partes del estado e incluso del país, la información obtenida fue suficiente para poder realizar una distinción entre los pisos altitudinales.

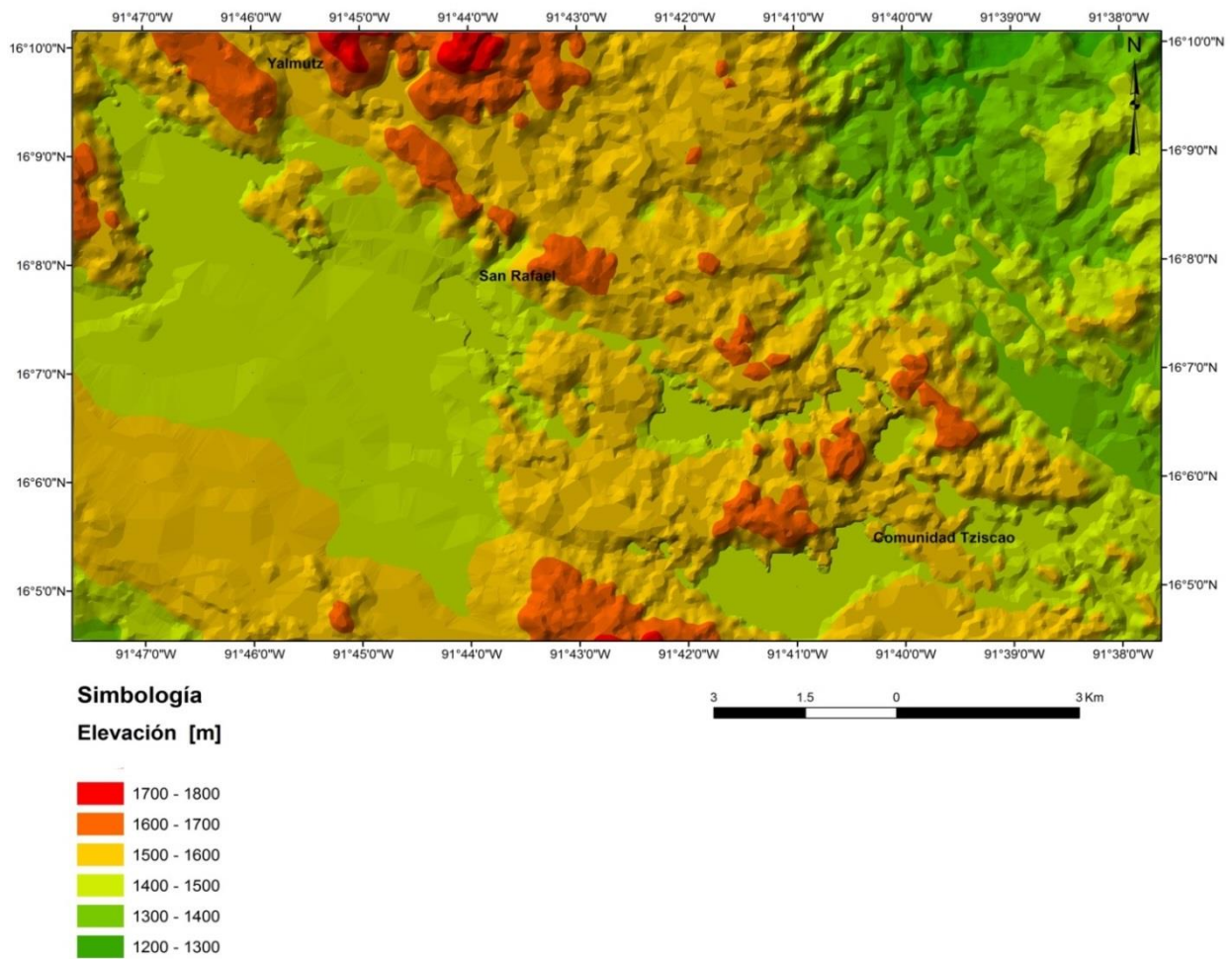


Fig. 23 Mapa Hipsométrico

Mapa de pendientes del terreno

Con el mapa de pendientes es posible clasificar el relieve a partir de su grado de inclinación, esto con el objetivo de establecer una relación entre los factores modeladores del relieve con la litología, las estructuras geológicas y la morfología.

En este mapa quedaron reflejados, primordialmente, los lineamientos principales del relieve debido a que, generalmente, los límites de éstos quedan diferenciados por los cambios bruscos de la pendiente.

Para la elaboración de este mapa, se establecieron intervalos de inclinación de las laderas, los cuales fueron propuestos, mediante un criterio visual, de modo que representaran mejor las pendientes de la zona. Se determinó que siete intervalos expondrían de manera adecuada los rasgos estructurales del relieve (Tabla 4). Cada intervalo se diferenció por medio de un color y se le asignó un rango cualitativo (Figura 24).

Intervalo [°]		Rango
De	A	Pendiente débil
0	3	
3	7	Pendiente moderada
7	12	
12	16	Pendiente fuerte
16	22	
22	55 > 55	

Tabla 4. Clasificación de inclinación del terreno (Modificada de Pedraza, 1996)

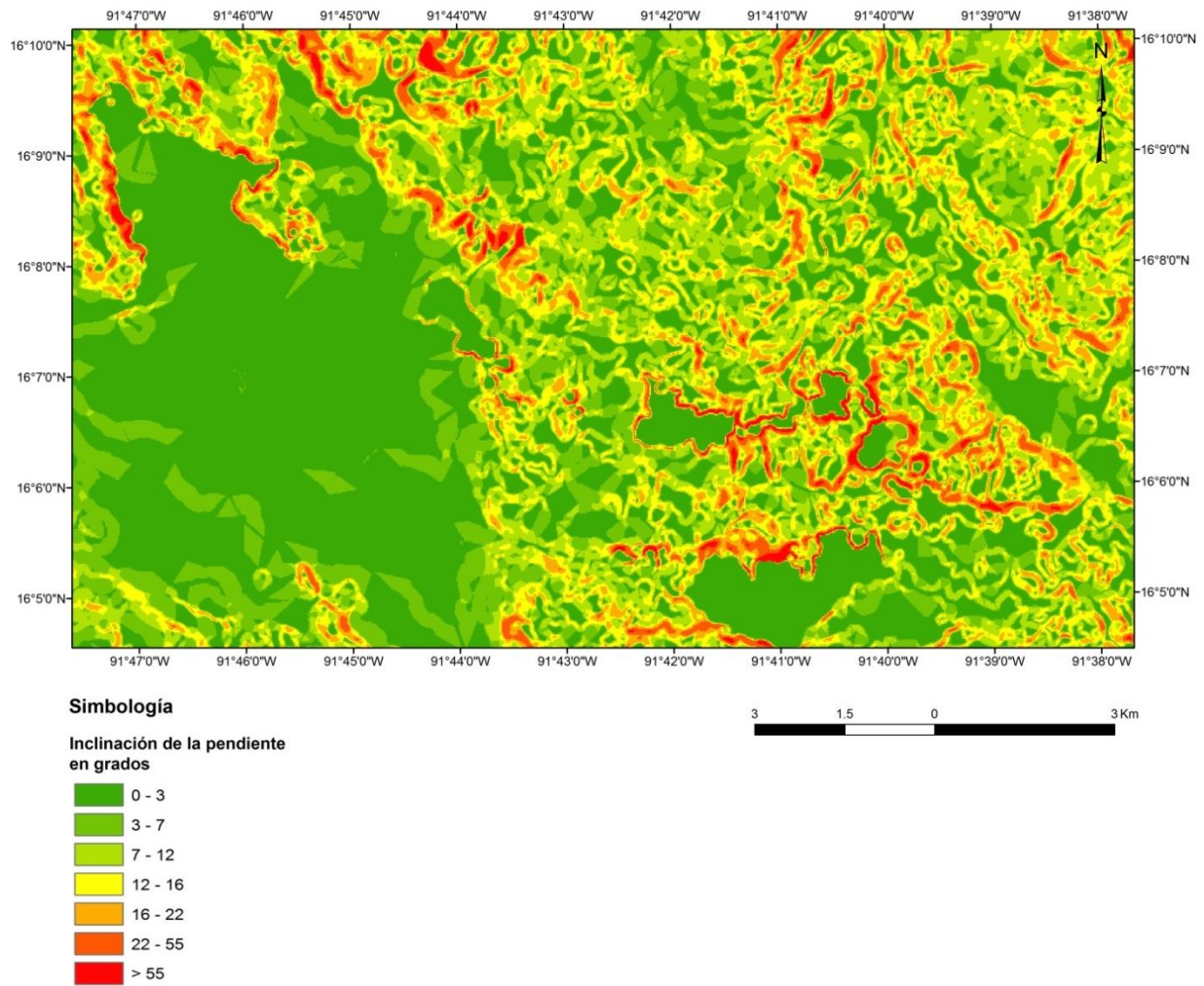


Fig. 24 Mapa de Pendientes

Mapa de orientación de laderas

El objetivo de este mapa es representar la orientación de las laderas con respecto a un punto cardinal. Su generación está basada en el mapa de pendientes y se refleja a través de cifras azimutales (de 0° a 360°). Este mapa también permite identificar la dirección de elementos estructurales como fallas y pliegues. Se clasificó en nueve clases con respecto a los principales puntos cardinales (Figura 25).

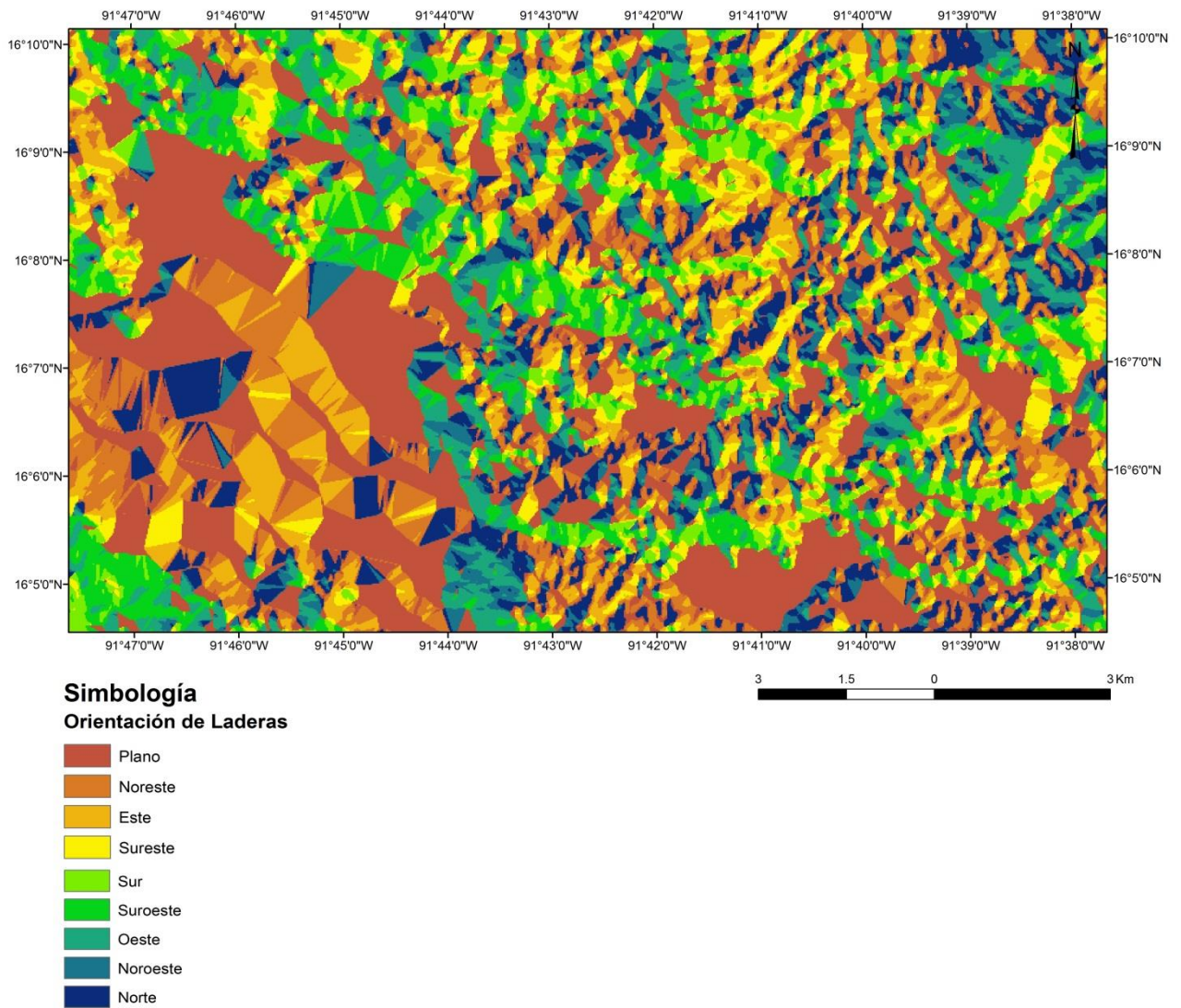


Fig. 25 Mapa de orientación de laderas

Mapa Geológico

Este mapa fue elaborado a partir de la carta geológica del INEGI escala 1:250 000, a la cual se le modificaron los límites de las unidades litológicas siguiendo los criterios propuestos por Felipe Guerra (1950).

Se identificaron cinco unidades litológicas, a las cuales se les asignó color y textura para poder diferenciarlas (Figura 26). Los colores utilizados para simbolizar cada unidad corresponden con los estándares cartográficos para mapas geológicos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

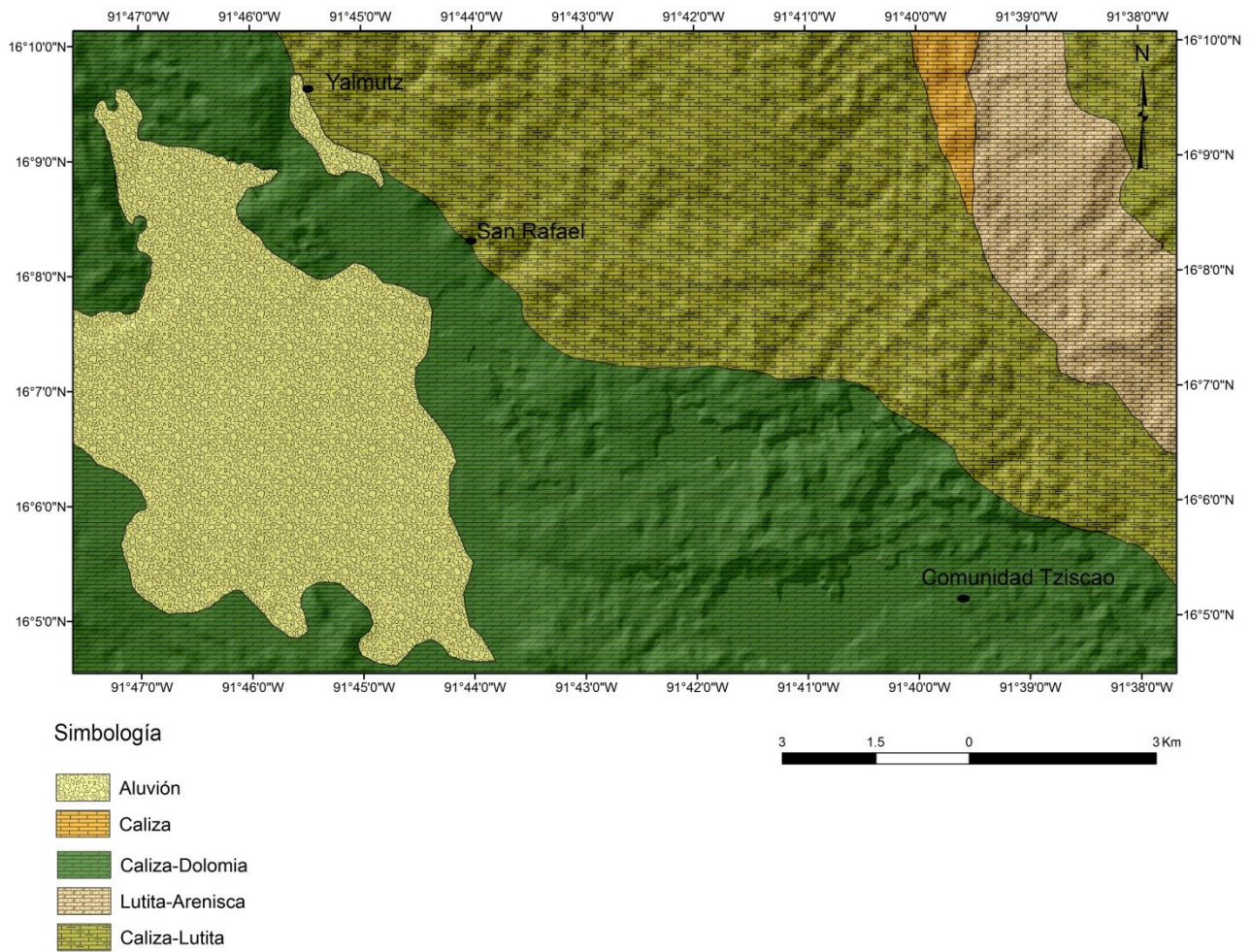


Fig. 26 Mapa Geológico

Mapa tectónico-estructural y de ejes principales mayores de los cuerpos lagunares

El objetivo de este mapa fue identificar y delimitar los lineamientos estructurales del relieve como fallas, fracturas y pliegues. Se utilizó como base la información obtenida de la carta geológico-minera del INEGI

escala 1:250 000, en formato shape, a la cual se le ajustaron los lineamientos a través de ortofotos digitales y el Modelo del Relieve Sombreado (MDRS). Posteriormente se delimitaron los ejes mayores de los cuerpos lagunares (Figura 27).

Complementario a este mapa, se generaron rosetas de direcciones de los ejes mayores de los cuerpos lagunares y de los lineamientos estructurales, con el objetivo de determinar la relación entre los lineamientos estructurales y la distribución de los cuerpos lagunares

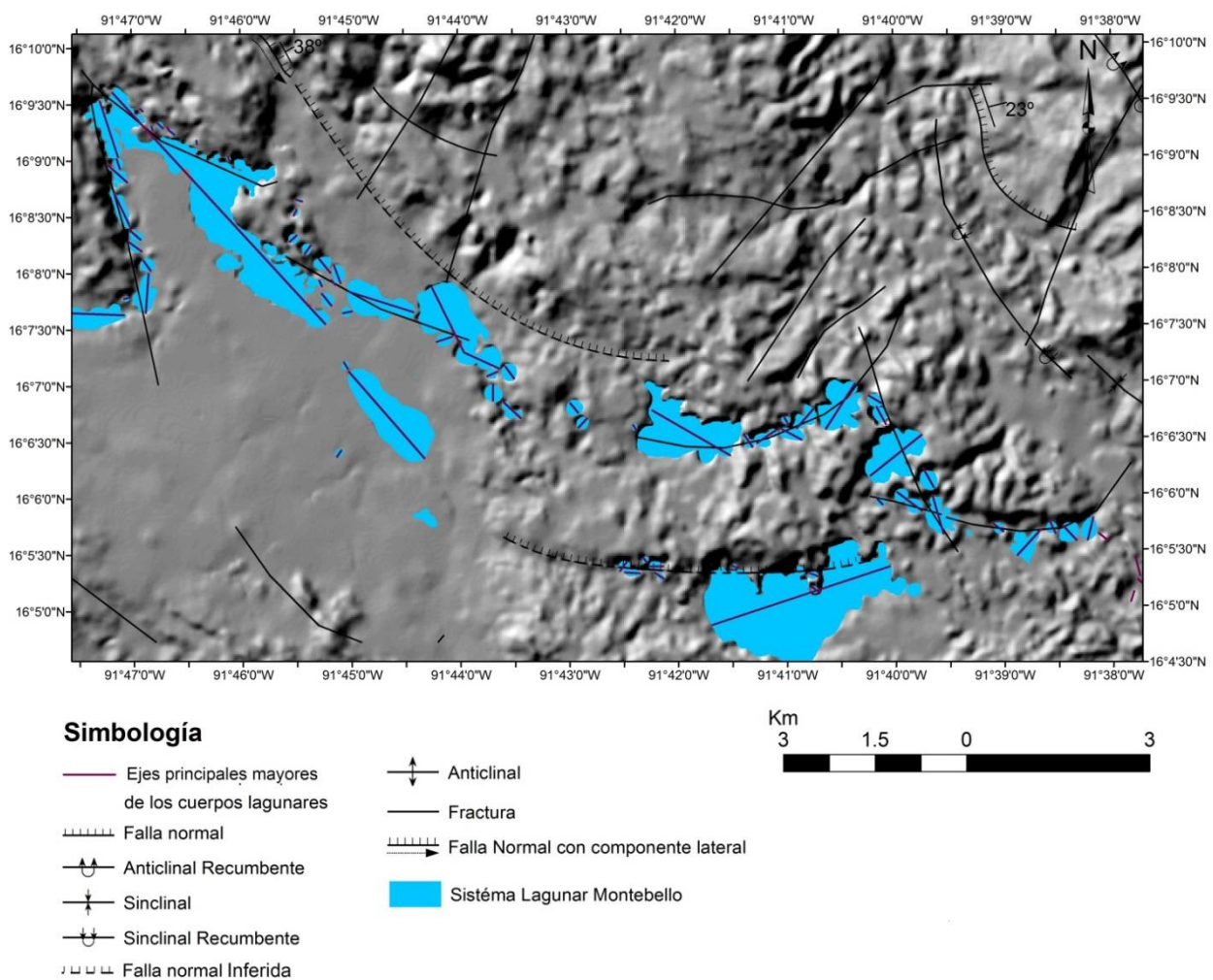


Fig. 27 Mapa estructural y ejes principales mayores de los cuerpos lagunares

Una vez concluido el conjunto cartográfico, se delimitaron las unidades morfogénicas preliminares. En esta etapa se clasificaron las principales formas del relieve de acuerdo con su *tipo* en: Laderas de montañas, lomeríos, piedemonte, planicies y formas kársticas. En las formas kársticas se hizo la fragmentación de la unidad en subunidades, de acuerdo a la identificación de rasgos distintivos, relacionados con la forma geométrica de las unidades, la posición topográfica de las mismas y la pendiente del terreno (Figura 28).

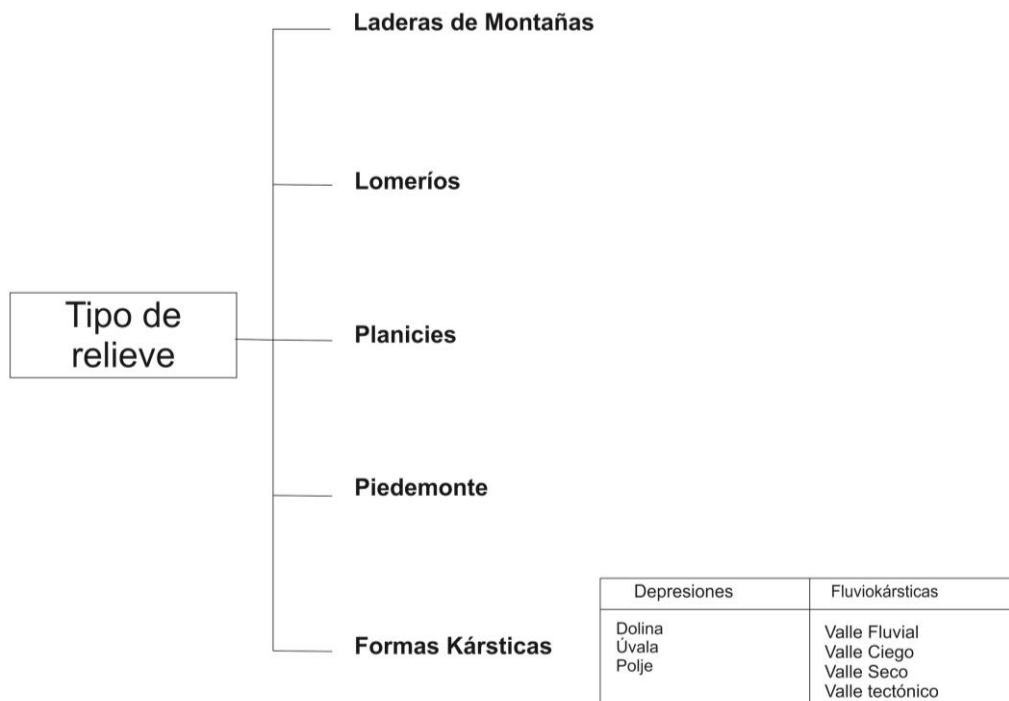


Fig. 28 Clasificación de las estructuras del relieve y sus subtipos

Posteriormente, a estas unidades se les asignó los atributos litológicos, cronológicos y morfométricos correspondientes, para así generar el mapa de unidades morfogénicas final.

La metodología utilizada en la investigación se resume en la figura 29.

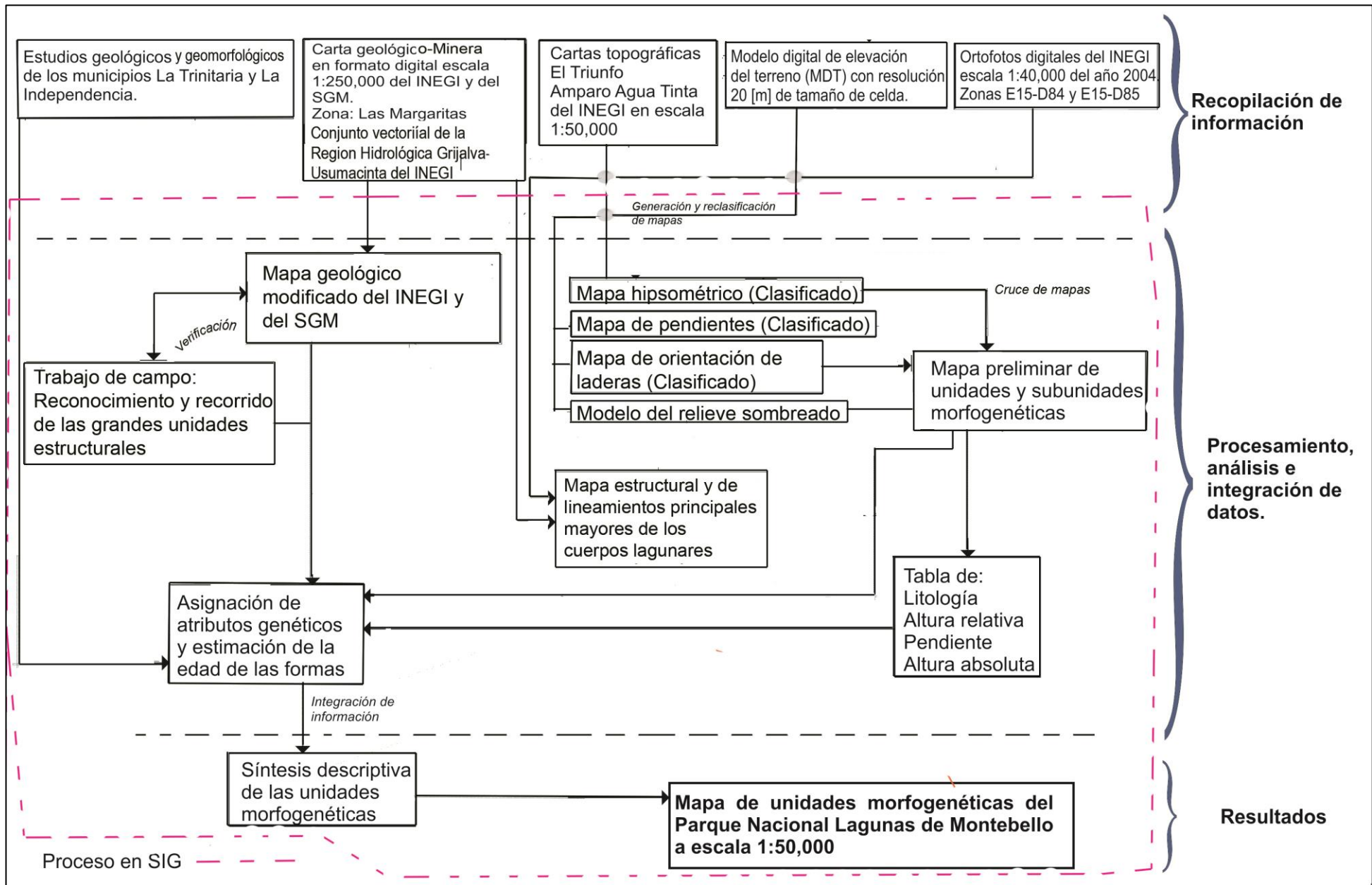
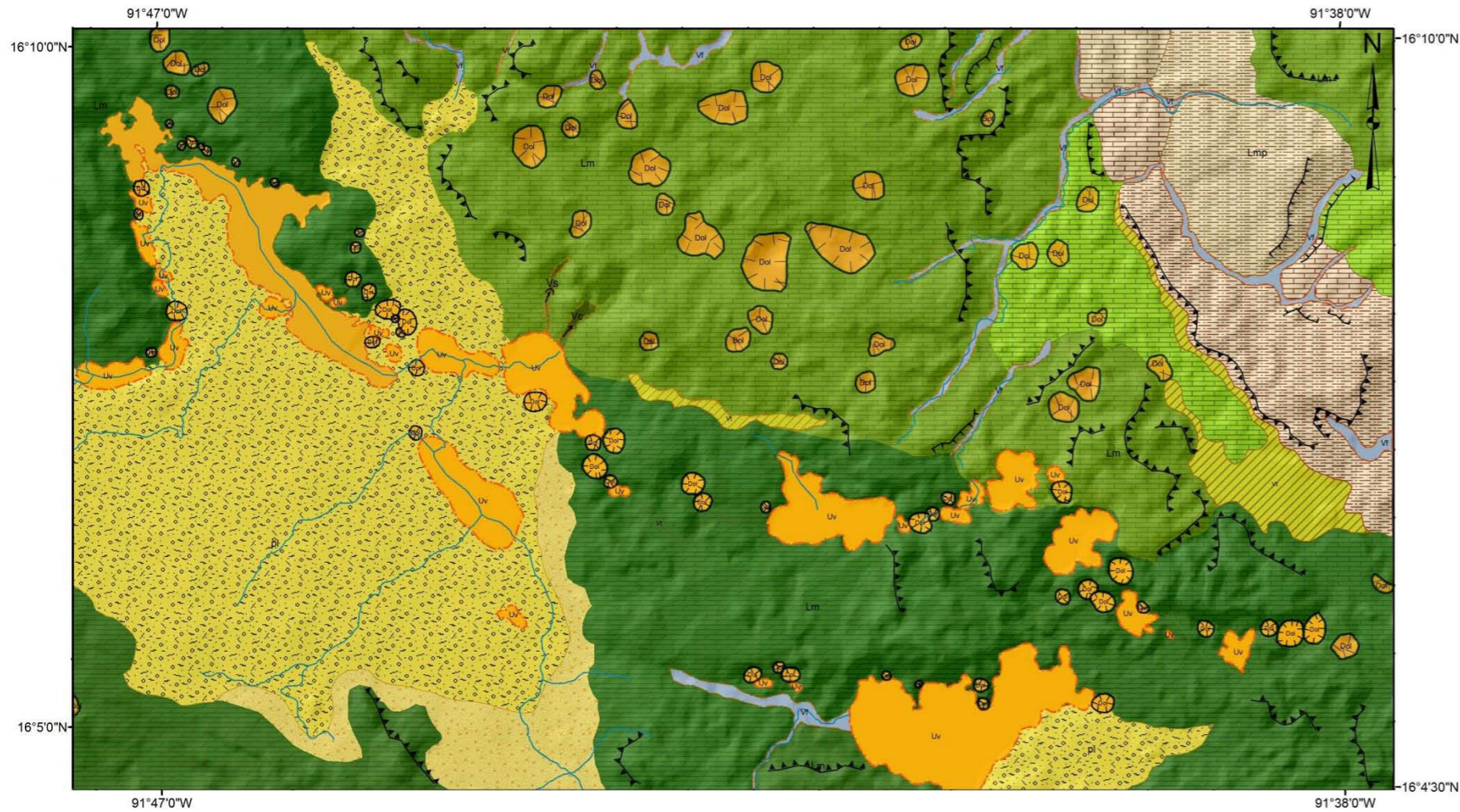


Fig. 29 Metodología de trabajo para la obtención del mapa de unidades morfogénicas del PNLM

5. Resultados y Discusión

Durante el desarrollo del presente trabajo, se generaron diversas capas temáticas, que en conjunto permitieron conformar el mapa de unidades morfogénicas del Parque Nacional Lagunas de Montebello, en el que se identificó un total de 17 unidades (Figura 30). La información de los atributos morfogénicos, como origen, tipo, litología, edad y morfometría de cada una de estas unidades, se encuentran descritas en la Tabla 1 del anexo.



UNIDAD MORFOGENÉTICA	GRUPO	SUBUNIDADES, ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS	EDAD
1. ENDÓGENO ESTRUCTURAL PLEGADO			
Lmp	1a. Laderas montañosas del Paleógeno	Laderas montañosas	Paleógeno
Lm			Cretácico inferior
Lm	1b. Laderas montañosas del Cretácico		Cretácico superior
Lmp			
Lomp	1c. Lomeríos del Paleógeno	Lomerío	Paleógeno
Lomp			Paleógeno
lom	1d. Lomeríos del Cretácico		Cretácico inferior
lom			Cretácico inferior
lom			Cretácico superior
2. EXÓGENO ACUMULATIVO			
pl	2a. Planicies aluviales	Planicie	Holoceno
pdm	2b. Piedemonte	Piedemonte	Holoceno
3. EXÓGENO DENUDATIVO FLUVIO-KÁRSTICO			
Vt	3a. Valle tectónico	Valle fondo plano	Holoceno
Vf	3b. Valle fluvial	Valle en forma de V	Holoceno
Vs	3c. Valle seco	Valle en forma de U	Holoceno
Vc	3d. Valle ciego	Valle en forma de U	Holoceno
4. EXÓGENO DENUDATIVO KÁRSTICO			
Dol	4a. Dolina	Depresiones	Holoceno
Uv	4b. Úvala		
Polje	4c. Polje		

Simbología complementaria

- Escarpe
- Escarpe de erosión fluvial
- Ríos principales

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
 FACULTAD DE INGENIERÍA
 Tesis de licenciatura
 Autor: *Iisel Durán Calderón*
 Asesor: *Dr. Oscar Escolero F.*

Fig. 30 Mapa de unidades morfo genéticas del Parque Nacional Lagunas de Montebello

Descripción y análisis de las unidades morfogenéticas.

1. Endógeno estructural plegado

Lomeríos y Montañas

Se trata de estructuras que corresponden a regiones montañosas, las cuales tuvieron su génesis en la actividad tectónica correspondiente al evento compresivo Chiapaneco del Mioceno, el cual actuó sobre estratos de rocas calcáreas.

Estas estructuras han sido modeladas por procesos erosivo-kársticos, por lo que es común encontrar dentro de estos sistemas, depresiones kársticas como dolinas y úvalas (Figura 31a).

Se encuentran distribuidas por toda la zona de estudio y cubren un área de 119.9 km²

1a. Laderas Montañosas del Paleógeno (Lmp)

Son elevaciones que alcanzan una altitud de 1500 m sobre el nivel del mar y los 280 m de altura relativa. Sus pendientes son del orden de 35° a 55°. Estas elevaciones son consecuencia del plegamiento de estratos de secuencias calcáreas de lutitas y areniscas del Paleoceno. Cubren un área de 5.5 km²

1b. Laderas Montañosas Cretácicas (Lmc)

Se trata de elevaciones que alcanzan los 1800 m sobre el nivel del mar y altura relativa de hasta 520 m. Sus pendientes son del orden de 35° a 67°.

Se desarrollan sobre secuencias calcáreas de calizas, dolomías y lutitas que afloraron como consecuencia de la erosión de las secuencias Paleógenas. Cubren un área de 80 km².

1c. Lomeríos del Paleógeno (lomp)

Son elevaciones que alcanzan los 1500 m sobre el nivel del mar, su altura relativa es menor a los 200 m. Las pendientes de sus laderas superan los 25° y pueden alcanzar los 35°. Estas estructuras son consecuencia del plegamiento de los estratos de rocas calcáreas (lutita-arenisca y caliza) del Paleoceno. Esta unidad cubre un área de 8.98 km².

1d. Lomeríos del Cretácico (lom)

Son elevaciones que alcanzan los 1600 m sobre el nivel del mar. Las pendientes de sus laderas superan los 25 ° y pueden alcanzar los 55°. Estas estructuras son consecuencia del plegamiento de rocas calcáreas (caliza, lutita y dolomía) del Cretácico. Esta unidad cubre un área de 25.42 km².

2. Exógeno acumulativo

En esta clasificación quedan integradas las unidades cuyas formas son el resultado del depósito de diversos materiales, transportados por distintos agentes como las corrientes fluviales y la gravedad.

Se encuentran distribuidas en la parte oeste de la zona de estudio y cubren un área de 41.9 km².

2a. Planicies aluviales (Pla)

Son superficies con geometría tabular, que son atravesadas por una o varias corrientes fluviales. Su pendiente no supera los 12°, por lo que se consideran superficies semiplanas a planas. Se originan por la acumulación del material transportado por los ríos, sobre una cuenca de graben. Su altura relativa es de 40 a 60 m (Figura 31b).

Se localizan principalmente en la parte NW de la zona de estudio, siguiendo el patrón estructural de los sistemas de fallas que dieron origen a la cuenca en la que se desarrolla esta unidad.

Son el tipo de relieve más joven de la zona con una edad del Holoceno. Cubren un área de 36.7 km².

2b. Piedemonte (Pdm)

Se trata de superficies de transición entre los sistemas montañosos y las planicies, las cuales se generan por la acumulación de material no consolidado, principalmente aluvión y coluvión, en la base de las montañas. Sus pendientes son del orden de 15°-25° y tienen una morfología de rampa (Figura 31b). Se distinguen por el cambio abrupto en la pendiente y por la baja vegetación, esta unidad cubre un área de 5.2 km²

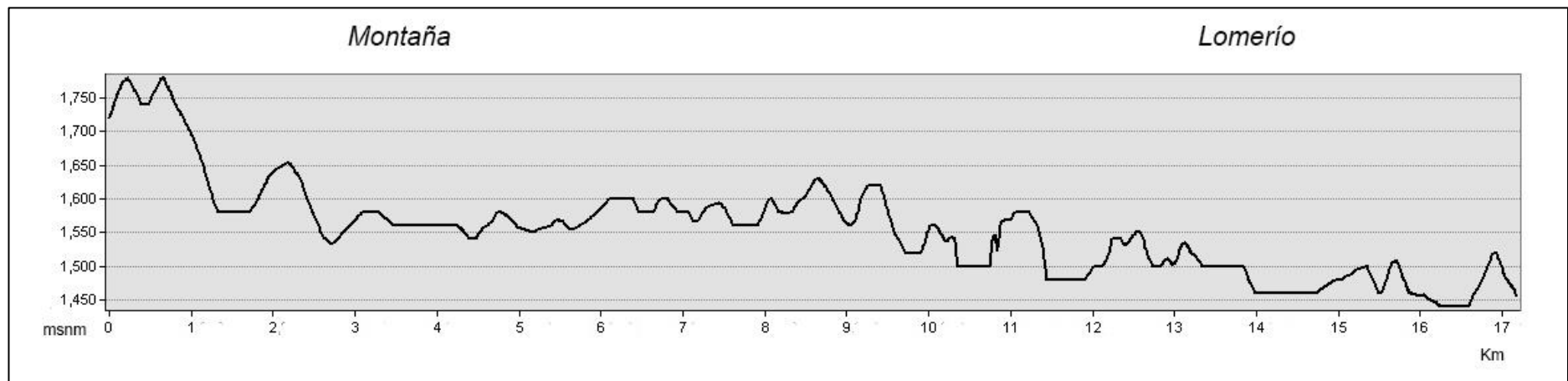


Fig. 31a Perfil topográfico (AA') esquemático de sistemas de montañas (izquierda) y de lomeríos (centro). Se observa dentro de ambos sistemas, bajos topográficos continuos, los cuales corresponden a depresiones kársticas.

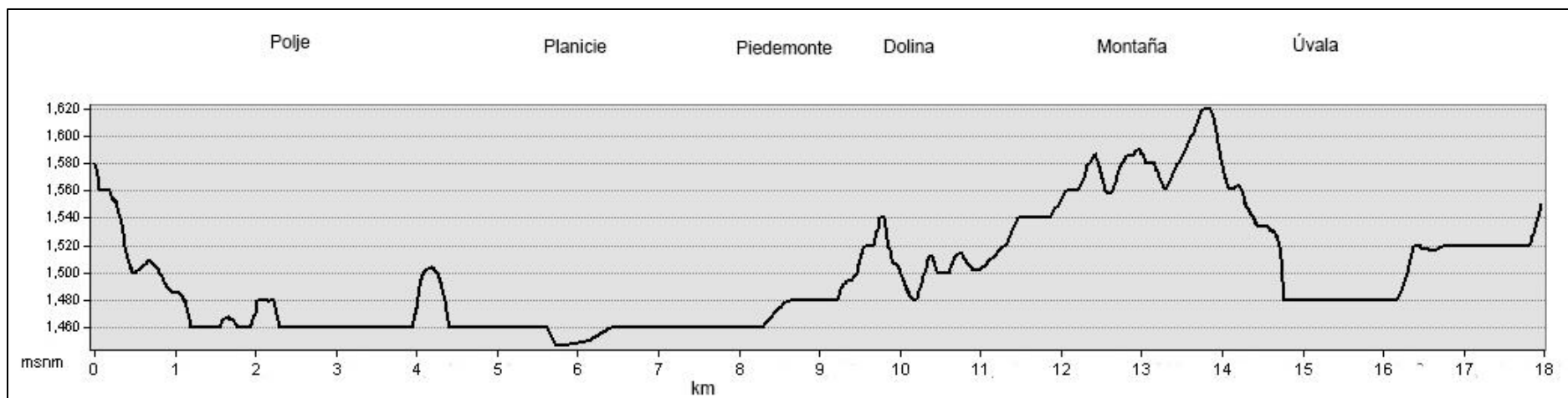


Fig 31b Perfil Topográfico (BB') Esquemático de sistemas montañosos, planicies, piedemonte y formas kársticas

3. Exógeno denudativo fluvio-kárstico

En esta clasificación se encuentran las unidades formadas a causa del intemperismo y posterior transporte de material, en zonas kársticas. Sus principales agentes modeladores son el agua, la gravedad, el clima y en algunos casos el control tectónico. Se encuentran distribuidos por toda la zona de estudio y cubren un área de 6.4 km². El desarrollo de estas superficies se da en rocas calcáreas del Cretácico al Paleoceno.

3a. Valle tectónico (Vt)

Se trata de superficies alargadas localizadas en depresiones con fondo plano y con un evidente control tectónico. Fueron labradas por la acción erosiva de las escorrentías superficiales a través de sistemas de fallas y fracturas con orientación NW-SE y E-W. Su evolución se da en secuencias calcáreas (caliza, dolomía y lutita) del Cretácico.

3b. Valle fluvial (Vf)

Se trata de morfologías alargadas generalmente en forma de V, labradas por la acción de corrientes fluviales que, comúnmente están ocupadas por el cauce de un río y que en ocasiones siguen las líneas de debilidad tectónica. Estas unidades se desarrollan sobre todos los pisos altitudinales, con una mayor concentración en los niveles P2 y P3. No generan un patrón de drenaje superficial homogéneo debido a la litología, cuyo carácter es exclusivamente calcáreo, haciendo que la mayor cantidad de agua se infiltre y forme corrientes subterráneas que

generalmente llegarán a los cuerpos lagunares (Figura 32). Esta unidad abarca un área de 2.9 km².

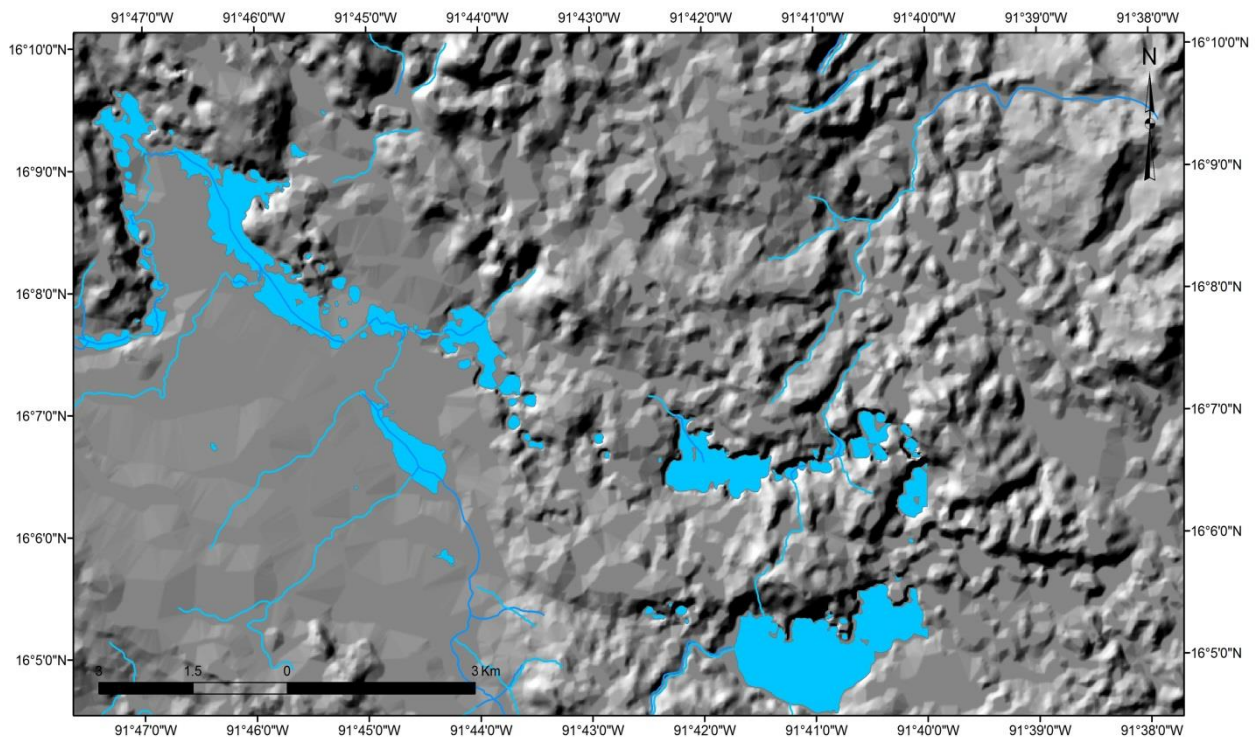


Fig. 32 red de drenaje del PNLM, en el cual se observa el llamado drenaje en forma de Nido de Golondrinas.

3c. Valle Seco (Vs)

Se trata de superficies alargadas en forma de U (Figura 33) resultado de la acción erosiva de las corrientes de agua en litologías calcáreas. Se caracterizan principalmente, porque el flujo que las modeló es actualmente nulo. La pendiente de sus paredes es del rango de 35° a 55°. Cubre un área de 0.07 km².

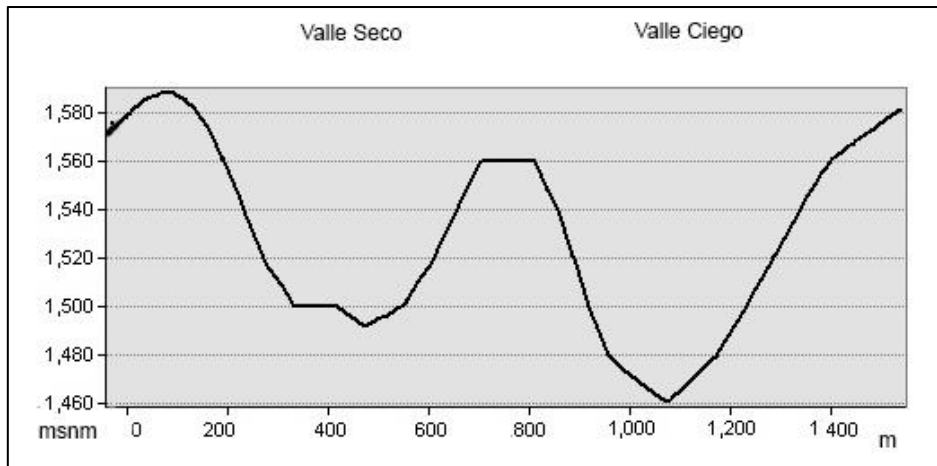


Fig. 33 Perfil topográfico esquemático de los valles ciegos y secos. Se distingue una morfología muy similar en ambos casos.

3d. Valle Ciego (Vc)

Modelado por la acción erosiva del cauce del río, cuyo flujo desemboca en un sumidero (Imagen 2). Su morfología es en forma de U (Figura 33) y se localiza a una altura, de aproximadamente 1500 m sobre el nivel del mar. La pendiente de sus paredes es del rango de 35°-55°. Este valle evoluciona sobre rocas calizas del Cretácico y abarca un área de 0.09 km².



Imagen 2. Sumidero, San Rafael.

4. Exógeno denudativo kárstico

Este grupo está representado por tres unidades las cuales, entre otras, son el resultado de la intensa actividad de los procesos kársticos que se han dado lugar en la zona de estudio. Dichas formas se encuentran distribuidas por toda el área y siguen, preferentemente, la orientación de los principales lineamientos tectónicos. Cubren un área de 16.7 km².

Las unidades estratigráficas en las que se desarrollan estas formas son, principalmente, el grupo Sierra Madre del Cretácico Superior y las formaciones Malpaso y Chinameca del Cretácico Inferior.

4a. Dolinas

Se trata de superficies con morfologías variadas, desde redondeadas hasta elípticas, algunas incluso tienen formas muy irregulares. Estas estructuras aparecen, de manera muy particular, sobre los pisos P3 y P4, disminuyendo bruscamente en los pisos P6 y P1.

Se encuentran distribuidas en dos grupos, a lo largo de la sección NNW-SE de la zona de estudio (Figura 34). Los cuerpos que se encuentran en la porción NW y su correspondiente NE evidencian su estrecha relación con la red de fracturación principal. Mientras que los cuerpos que se encuentran en la parte norte no corresponden a un sistema de fracturación, sino que pueden ser producto de la disolución o el colapso de los techos de cavernas.

Ambos campos de dolinas evolucionan sobre estratos Cretácicos.

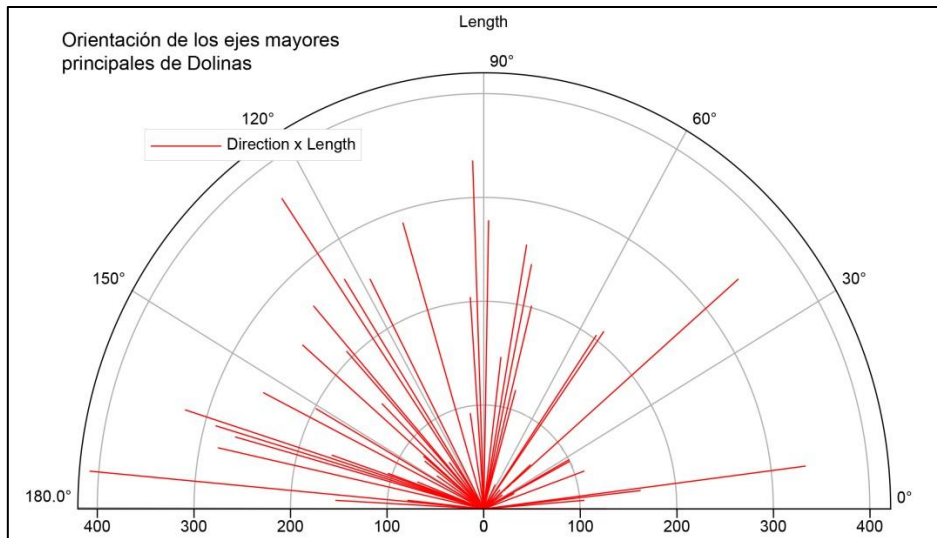


Fig. 34. Roseta de direcciones, en la que se observa una mayor concentración de dolinas cuya orientación preferencial de sus ejes son en dirección al NW.

4b. Úvalas

Se trata de superficies con formas principalmente elípticas, sin embargo las más desarrolladas llegan a tener formas muy irregulares. Son el resultado de la coalescencia de dos o más dolinas.

La evolución tanto de las dolinas como de las úvalas es tan estrecha, que es muy común encontrar en la zona de estudio ambas formas a menos de 100 m una de otra (Imagen 3).



Imagen 3. Dolina y úvala desarrolladas en sistemas de montaña

Estas estructuras se encuentran distribuidas en la porción NW-SE de la zona de estudio, paralelas a los lineamientos estructurales principales (Figura 35). Se desarrollan casi exclusivamente sobre el piso P3, en estratos Cretácicos y depósitos Cuaternarios.

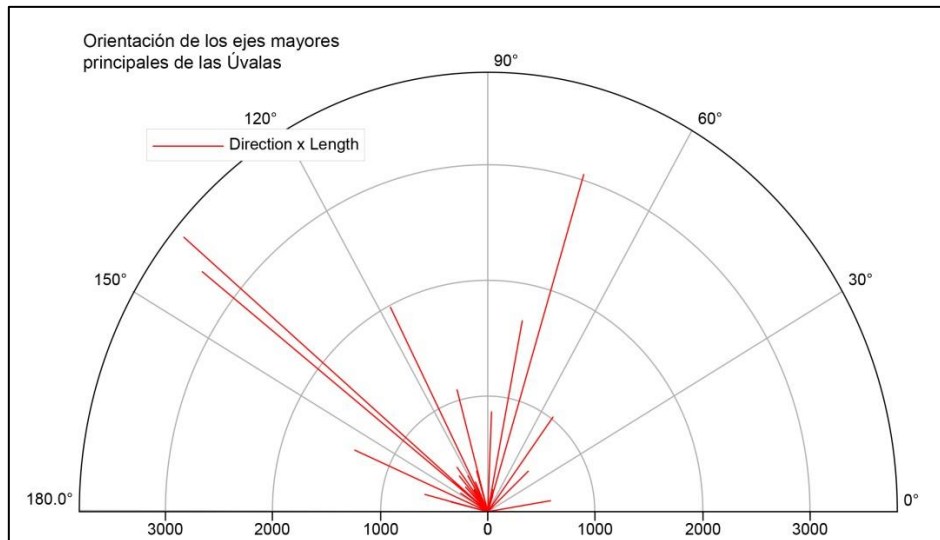


Fig. 35. Roseta de direcciones, en la que se observa una mayor concentración de úvalas cuya orientación preferencial de los ejes mayores son en dirección al NW.

4c Polje

Se trata de una depresión de forma alargada e irregular, con fondo plano y paredes escarpadas (Figura36). Tiene una superficie plana de 2.9 km². Se encuentra localizado en la porción noroeste de la zona de estudio, sobre el piso P3.

Su orientación en sentido NW-SE, se adapta perfectamente a los lineamientos tectónicos principales. Evoluciona sobre materiales Cuaternarios.

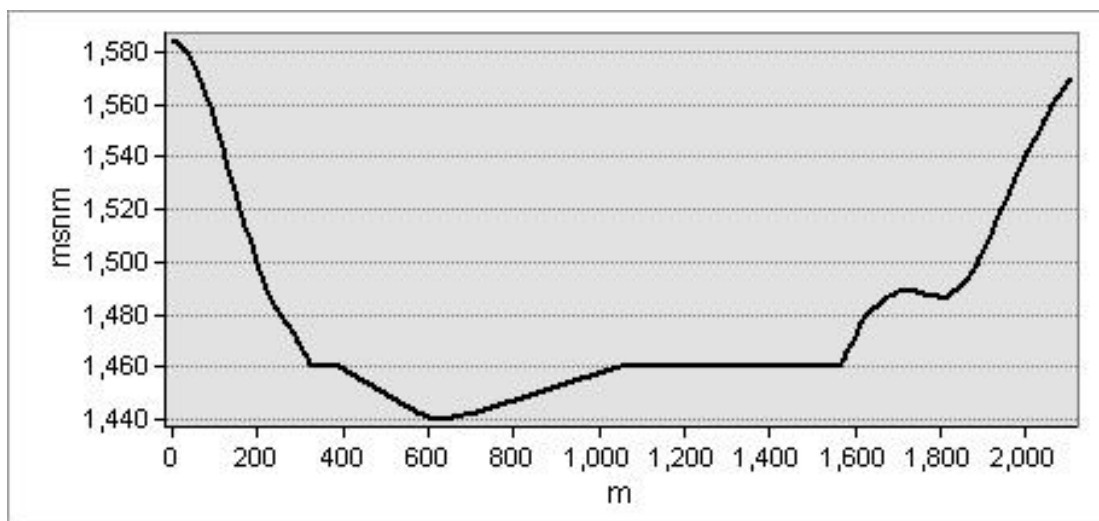


Fig. 36 Perfil topográfico esquemático del Polje

De las unidades geomorfológicas descritas en el presente trabajo, las laderas de montaña y los lomeríos ocupan un 64.8%, las planicies y piedemonte 22.7% y las formas kársticas ocupan el 12.5 %, del total del área estudiada (Figura 37).

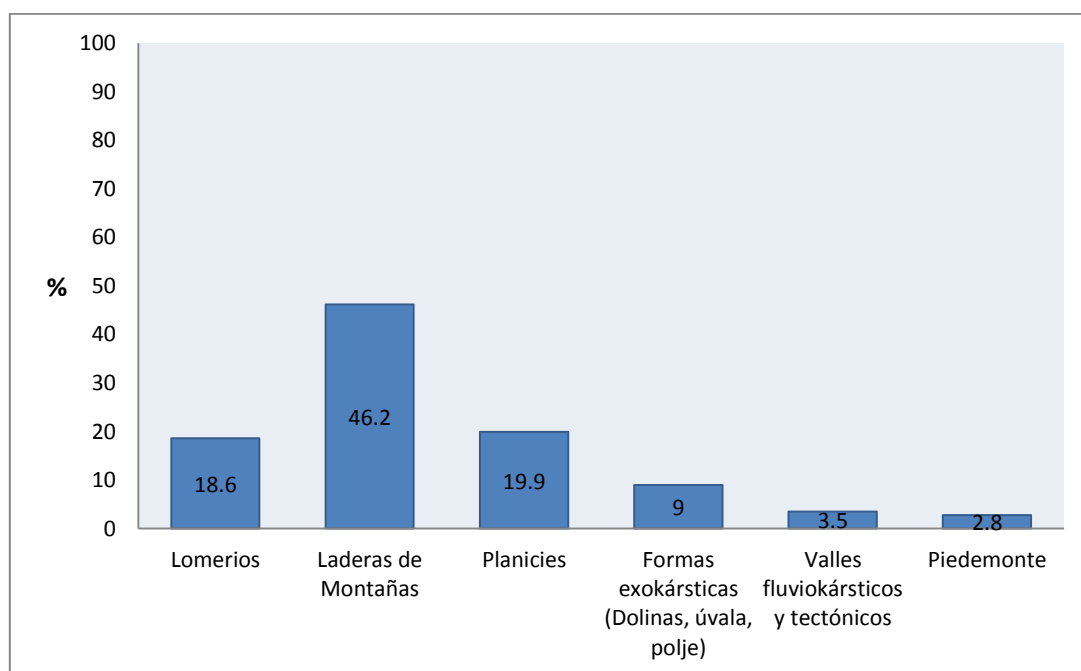


Fig 37 Área en porcentaje que ocupa cada una de las Unidades Morfogenéticas del Parque Nacional Lagunas de Montebello.

Las formas kársticas descritas anteriormente, están distribuidas por toda la zona de estudio; sin embargo su desarrollo está dado por los lineamientos tectónicos principales del área, como lo muestran las rosetas de direcciones de los ejes a lo largo de las secciones NW y su correspondiente NE.

6. Conclusiones y sugerencias

1. El desarrollo kárstico del Parque está condicionado principalmente por dos factores: La composición litológica y el dispositivo estructural (con dirección NW-SE). En primera instancia se ha puesto de manifiesto la relación entre la red estructural y la karstificación y por otra la vinculación de estas con la litología.
2. La elaboración de la cartografía geomorfológica permitió establecer 17 unidades morfogenéticas en el Parque, de las cuales 8 corresponden a relieves que tienen su origen en la tectónica. Sin embargo todas las unidades se encuentran modeladas, en diferentes grados, por la dinámica exógena.
3. La alineación de las dolinas, úvalas y polje es en dirección NW-SE, coincidiendo con la orientación de los principales lineamientos tectónicos.
4. Los cuerpos lagunares se desarrollaron sobre unidades estratigráficas del Cretácico, principalmente, sobre el grupo Sierra Madre del Cretácico Superior y las formaciones Malpaso y Chinameca del Cretácico Inferior.
5. Cerca del 70% del área estudiada, consiste en una topografía accidentada, con pendientes que llegan hasta los 67°, seguida por superficies planas que cubren casi el 20% del área.

De las unidades identificadas y analizadas en este trabajo las formas kársticas de absorción (Dolinas, poljes, úvalas, sumideros, valles kársticos)

son de especial interés, ya que la infiltración del agua (y cualquier sustancia) al sistema kárstico se produce a través de ellas, por lo que se convierten en puntos clave de muestreo para valoración del medio físico y de calidad del agua. Por consiguiente se sugiere prestar especial atención al análisis de estas formas para posteriores estudios ambientales.

Entre algunas de las investigaciones que se pueden realizar con base en este estudio y que pueden ayudar a la recuperación ambiental del área de estudio, se encuentran los estudios de ordenamiento territorial, uso de suelo, erosión y de calidad del agua.

Referencias

- Bögli, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology*: Berlin, Springer-Verlag. University of California, 284 pp.
- Campa, M., Coney, P. (1983). *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México*. Canadian Journal of Earth Sciences. 20 (6), 1040-1051 pp.
- Castillo, M. (2006). *Delimitación de unidades ambientales biofísicas en el Volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogénicas*. Tesis de maestría. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, 135 pp.
- Cervantes, J., et al. (2003). *Estudios sobre las culturas contemporáneas*, Época II, 2 (17). Colima, 67-90 pp.
- Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad (1998). Clasificación de Climas. <http://www.conabio.gob.mx>. Consultado en Abril del 2013.
- Cruz, J.L. (1989). *"Tziscaco". Religión y Sociedad en el Sureste de México*. CISESAS Sureste. México, DF. Vol. 2, 35-122 pp.
- Custodio, E., Llamas, M.R. (1983). *Hidrología Subterránea*. Ed. Omega, Barcelona, 2, 2350 pp.
- Díaz, F., Cámara, A. (2003). *Karst tropical de colinas, tipología y evolución en el plio-cuaternario en república dominicana*. XI Reunión nacional del cuaternario. Oviedo. 123-128 pp.

- Eslava, J., Bahamón, S., Romero, M. (2000). *Clasificación climática de los Karst*. Meteorología Colombiana, Bogotá, 2, 67-72 pp.
- Espinasa, R. (1990). *Propuesta de clasificación de karst de la República Mexicana*. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería UNAM, 136 pp.
- Field, M. S. (2002). *A lexicon of cave and karst terminology with special reference to environmental karst hydrology*. U.S. environmental Protection Agency, Washington, DC.
- Ford, D.C., Williams, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Ed. Chapman & Hall. Londres. 554 pp
- García, E. (1988). *Modificaciones al Sistema de clasificación climática de Köppen, para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana*. Offset Larios, México.
- Gómez, J., Durán, R. (1990). *"Prospecto Agua Azul"*. PEMEX, Zona Sureste. Informe Geológico No.943 (inédito)
- González, A. (1963). *"Exploración Geológica del Área Tumbalá-Chilón, Chiapas"* Informe Geológico No. 490, PEMEX, Zona Sur, p.21-3 2.
- Guerra, F. (1950). *Introducción a la fotogeología*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. (2) 1, 70 pp
- Gutiérrez, G. (1956). *"Geología del Mesozoico y Estratigrafía Pérmica del Estado de Chiapas"*. Congreso Geológico Internacional, Excursión C-15.

- Gutiérrez, F., Jiménez, A., Coloma, P. (2005). *Dolinas de subsidencia y de colapso en el Karst carbonatado-aluvial de Grábalos (La Rioja). Origen y evolución*. Universidad de Zaragoza, España.
- Hernández-García (1973). *Paleografía del Paleozoico de Chiapas, México*, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXV, No. 1-3.
- Herrera, S.M., Estavillo, G.C. (1991). *Análisis estratigráfico y modelo de sedimentación de la Formación Todos Santos en el área del Alto Uzpanapa – Matías Romero, Oaxaca*: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 23(1), 5–42.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Carta hidrológica de aguas superficiales (2010). <http://www.inegi.org.mx/> Consultada en Febrero del 2013.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), (2011). Red Hidrográfica 1:50 000.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). *Carta Topográfica E15D84 El Triunfo, 2001*. Escala 1:50 000
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). *Carta Topográfica E15D85 Amparo Aguatinta, 1988*. Escala 1:50 000
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). *Carta Geológica E15D85 E15-12-D15-3 Las Margaritas, 2007*. Escala 1:250 000
- Jennings, J.N. (1971). *Karst. An Introduction to Systematic Geomorphology*, Vol. 7, M.I.T. Press, Cambridge, Mass., London.

- Limón, A. (2007). *Chuj. Pueblos Indígenas del México contemporáneo*. CDI. México DF, 55 pp.
- Llopis, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología cárstica: (introducción a la geoespeleología)*, Ed. Blume. Madrid, España, 269 pp.
- López-Blanco, J. (1994), *Evaluaciones geomorfológicas y de recursos naturales aplicando un sistema de información geográfica (ILWIS)*, tesis de Doctorado en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
- López, V.J. y Sánchez, M. de O.R. (1963). *Area Bochil-San Cristóbal, Chiapas: Informe Geológico* núm. 499, Z.S., Petróleos Mexicanos, 25 pp.
- López, V.J y Villers, R.L. (1999). *Regionalización ambiental para el ordenamiento territorial de los Cabos, Baja California Sur*. Revista Latinoamericana de estudios urbano regionales, 20 (75), 13-33 pp.
- Mandujano V., et al. (1992). *Estudio Geodinámico de las Fosas de la Sierra de Chiapas*. IM.P., Proyecto CAO-3516.
- Mandujano, J., Vázquez, M. (1996). *Reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas*. Bol. AMPG. Vol. XLV, 20-45 pp.

- Meijerink, A.M.J. (1988). *ILWIS: the Integrated Land and Watershed Management Information System*. ITC Publication (Netherlands), no. 7 (English), 115 pp.
- Morán-Zenteno, D. (1984). *Geología de la República Mexicana*, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México DF, 77 pp.
- Murillo-Muñetón, G. (1994). *Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from the Mixtequita area, state of Oaxaca in Southern México, and their tectonic significance*. Los Angeles, CA, University of South California. M. Sc. thesis, 163 pp
- Mülleried, F.K.G. (1957). *La geología de Chiapas. Gobierno Constitucional del Estado de Chiapas*. Chiapas, México. 180 pp.
- Nicod, J. (1972). *Pays et paysages du calcaire*. Le Géographe, 7. PUF. Paris.
- Ornelas, M., Alzaga, H. (1994). *Variaciones del nivel del mar y su influencia sobre la microflora y la microfauna de la formación San Ricardo del Jurásico superior-cretácico inferior en la sierra de Chiapas*, Bol. AMGP, Vol. XLIV, Núm. 1, p. 16-35.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., y López, R. (1999). *Late Ordovician-Early Silurian Continental Collsional Orogeny in Southern México and its bearing on*

Gondwana-Laurentia Connections: Geology, vol. 27, No. 8, p. 719-722

Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Morán-Ical, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., Schaaf, P. (2007). *The Maya-Chortis boundary: a tectonostratigraphic approach*. *International Geology Review*, 449, 996-1024.

Ortega, F. (2010). *Provincia Petrolera Cinturón Plegado de Chiapas*, Informe Interno, Pemex Exploración y Producción, 33 pp.

Ortíz, I., Fernández, E. (1995). *Introducción a la Geología kárstica*. Federación Española de espeleología. Madrid, España, 193 pp.

Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda, Edición ilustrada. 414 pp.

Pérez-Gómez, R. (2003). *Propuesta de normalización para la representación cartográfica en internet. Aplicación a los mapas geomorfológicos*. [Tesis doctoral]. Universidad Politécnica de Madrid, 482pp.

Picknett, R.G. (1972). *The pH of calcite solution with and without magnesium carbonate, and the implications concerning rejuvenated aggressiveness*. *Trans. Cave Res. Grp Br*, 141 pp.

Quezada-Muñetón, J.M. (1987). *El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior – Terciario Inferior en la Cinturón Plegado de*

Chiapas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XXXV, n. 1, 54 p.

Raguž, V. (2008). *Karst and Waters in it. A Literature Study on Karst in General and on problems and Possibilities of Water Management in Karst in Particular*. Geobiosphere Science Centre, Lund University. Sweden.

Roglic, J. (1972). Historical review of morphologic concepts in "A brief history of karst hydrogeology: contributions of the NSS". *Journal of cave and karst studies*, v 69, 1, 13-26 pp

Sánchez Montes de Oca, R. (1969). *Estratigrafía y Paleogeografía del Mesozoico de Chiapas*. Informe Interno, Pemex Exploración y Producción, 77 pp.

Sánchez Montes de Oca, R. (1979). *Geología Petrolera de la Sierra de Chiapas*, Bol. Asco., Mes., Geol. Petrol., Vol. XXXI, Núms. 1 y 2. p. 67-97

Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, C. R. (1993) *Tectonostratigraphic terranes and Tectonic Evolution of México*. Geological Society of America, Special Paper 278, Boulder, Colorado, 153 p.

Servicio Geológico Mexicano, *Carta Geológico Minera E15-12-D15-3 Las Margaritas (2006)*, Escala 1:250 000

Sosa P.A (1994). *Caracterización geoquímica de la secuencia calcáreo-evaporítica y aceites del Campo Nazareth Chiapas*. México Tesis de maestría. Inédito.

Tapia-Varela, G., y López-Blanco, J. (2002). *Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México a escala 1:100,000*. Rev. Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 19, núm. 1., pp. 50-65.UNAM.

Verstappen, H. Th., and van Zuidam, R. (1991). *El Sistema ITC para Levantamientos Geomorfológicos ITC*. Publication number 10. Enschede, The Netherlands. 87 pp.

White, E.B. (1984). *Rate processes: Chemical kinetics and karst landform development*. Groundwater as a geomorphic agent, Allen & Unwin, London.

Anexo

Tabla1. Parametros morfométricos de las unidades morfogenéticas del PNLM

<i>Tipo de relieve</i>	<i>Origen del relieve</i>	<i>Clave</i>	<i>Edad</i>	<i>Litología</i>	<i>Altura Mínima</i>	<i>Altura Máxima</i>	<i>Amplitud del Relieve</i>	<i>Pendiente</i>
Laderas Montañas	Endógeno estructural plegado	Lm2	Paleoceno	Lutita-Arenisca	1220	1500	280	12-55
Laderas Montañas	Endógeno estructural plegado	Lm3	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1280	1800	520	35-55
Laderas Montañas	Endógeno estructural plegado	Lm4	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1240	1480	240	35-55
Laderas Montañas	Endógeno estructural plegado	Lm5	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1440	1720	280	55-67
Laderas Montañas	Endógeno estructural plegado	Lm6	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1400	1640	240	55-67
Laderas Montañas	Endógeno estructural plegado	Lm9	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1720	240	35-55
Lomeríos	Endógeno estructural plegado	lom10	Paleoceno	Caliza	1220	1340	120	25-35
Lomeríos	Endógeno estructural plegado	lom11	Paleoceno	Lutita Arenisca	1350	1540	190	25-35
Lomeríos	Endógeno estructural plegado	lom12	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1440	1640	200	25-35
Lomeríos	Endógeno estructural plegado	lom13	Cretácico Superior	Caliza-lutita	1359	1500	141	25-35
Lomeríos	Endógeno estructural plegado	lom14	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1295	1480	185	25-35

Lomeríos	Endógeno estructural plegado	lom15	Paleoceno	Caliza	1300	1501	201	25-35
Lomeríos	Endógeno estructural plegado	lom16	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1420	1580	160	35-55
Lomeríos	Endógeno estructural plegado	lom17	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1400	1600	200	35-55
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf3	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1520	1625	105	15-25
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf4	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1367	1555	188	25-35
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf5	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1440	1526	86	15-25
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf9	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1580	1652	72	15-25
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf10	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1580	1756	176	15-25
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf11	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1681	201	15-25
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf12	Paleoceno	Lutita-Arenisca	1300	1417	117	15-25
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf15	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1297	1533	236	25-35
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf16	Paleoceno	Lutita-Arenisca	1380	1414	34	15-25
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf21	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1633	1678	45	25-35
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf22	Paleoceno	Caliza	1280	1340	60	25-35
Valle fluvial	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vf23	Paleoceno	Lutita-Arenisca	1300	1320	20	15-25
Valle Seco	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vs2	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1451	1580	130	35-55

Valle ciego	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vc2	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1449	1537	88	35-55
Valle tectónico	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vt3	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1315	1422	107	25-35
Valle tectónico	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vt4	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1526	66	15-25
Valle tectónico	Exógeno denudativo fluvio-kárstico	Vt5	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1480	1521	41	15-25
Planicie Aluvial	Exógeno acumulativo fluvial	pl2	Holoceno	Aluvi3n	1480	1520	40	25-35
Planicie Aluvial	Exógeno acumulativo fluvial	pl3	Holoceno	Aluvi3n	1480	1560	80	15-25
Piedemonte	Exógeno acumulativo fluvial	pdm5	Holoceno	Coluvi3n	1468	1568	100	15-25
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol2	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1488	8	5-15
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol3	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1580	1600	20	15-25
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol4	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1580	1600	20	5-15
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol5	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1560	1634	74	35-55
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol6	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1540	1563	23	25-35
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol7	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1625	125	25-35
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol8	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1520	1605	85	35-55
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol9	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1580	1613	33	15-25
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol10	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1520	1575	55	15-25
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol11	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1540	1611	71	25-35
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol12	Cretácico Superior	Caliza-Dolomía	1460	1480	20	15-25
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol13	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1500	1532	32	15-25
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol14	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1460	1519	59	25-35
Depresi3n kárstica	Exokárstico	dol15	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1400	1421	21	15-25

Depresión kárstica	Exokárstico	dol17	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1540	1566	26	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol18	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1460	1471	11	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol19	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1540	1550	10	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol20	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1536	1549	13	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol21	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1400	1409	9	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol22	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1380	1384	4	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	dol23	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1580	1605	25	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol24	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1540	1562	22	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol25	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1540	1566	26	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol26	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1520	1558	38	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol27	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1520	1544	24	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol28	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1480	1551	71	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol29	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1480	1541	61	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol30	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1560	1587	27	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol31	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1380	1409	29	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol32	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1377	1414	37	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol33	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1520	1549	29	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol35	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1620	1660	40	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol36	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1340	1362	22	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol37	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1620	1658	38	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol38	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1520	1560	40	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	dol39	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1520	1643	123	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	dol40	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1540	1605	65	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	dol41	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1560	1589	29	5-15

Depresión kárstica	Exokárstico	cen2	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1509	9	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen3	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1487	7	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen4	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1508	28	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	cen5	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1508	28	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	cen6	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1494	34	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	cen7	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1524	64	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen8	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1539	59	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen9	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1541	41	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen10	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1540	40	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen11	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1532	32	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen12	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1537	1575	38	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen13	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1482	1501	19	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen14	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1505	1526	21	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen15	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1440	1476	36	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	cen16	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1440	1453	13	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen17	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1452	1474	23	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	cen18	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1460	1481	21	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen19	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1565	65	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen20	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1540	1558	18	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen21	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1537	37	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen22	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1452	1460	8	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen23	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1460	0	0-2
Depresión kárstica	Exokárstico	cen24	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1527	1540	13	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen25	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1515	15	15-25

Depresión kárstica	Exokárstico	cen26	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1503	1515	13	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen27	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1448	1483	35	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen28	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1471	1498	26	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen29	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1479	1496	17	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen30	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1482	22	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen31	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1472	1494	22	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen32	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1473	1479	6	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen33	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1471	1480	9	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen34	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1466	1489	23	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen35	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1447	1457	10	2-5
Depresión kárstica	Exokárstico	cen36	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1459	1460	1	2-5
Depresión kárstica	Exokárstico	cen37	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1480	20	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen38	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1460	0	0-2
Depresión kárstica	Exokárstico	cen39	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1491	1507	16	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen40	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1485	25	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	cen41	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1509	29	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	cen42	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1493	13	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen43	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1460	1460	0	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	cen44	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1446	1449	3	0-2
Depresión kárstica	Exokárstico	cen45	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1444	1455	11	2-5
Depresión kárstica	Exokárstico	cen46	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1444	1447	3	0-2
Depresión kárstica	Exokárstico	cen47	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1440	1458	18	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	cen48	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1443	1446	3	2-5
Depresión kárstica	Exokárstico	cen55	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1528	28	25-35

Depresión kárstica	Exokárstico	cen56	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1500	1580	80	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen57	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1484	1534	50	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	cen58	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1480	1546	66	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	pol2	Cretácico Inferior	Caliza-Dolomía	1445	1522	77	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv2	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1440	1481	41	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv3	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1445	1460	15	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	uv4	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1480	1541	61	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv5	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1480	1600	120	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv6	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1500	1519	19	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	uv7	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1460	1472	12	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	uv8	Cretácico Superior	Caliza-Lutita	1500	1600	100	55-67
Depresión kárstica	Exokárstico	uv9	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1500	1582	82	55-67
Depresión kárstica	Exokárstico	uv10	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1500	1530	30	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv11	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1500	1560	60	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv12	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1447	1456	9	2-5
Depresión kárstica	Exokárstico	uv13	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1440	1447	7	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	uv14	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1492	32	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv15	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1500	40	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	uv16	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1460	0	0-2
Depresión kárstica	Exokárstico	uv17	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1464	4	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	uv18	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1480	20	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	uv19	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1440	1460	20	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	uv20	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1480	20	15-25
Depresión kárstica	Exokárstico	uv21	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1472	12	15-25

Depresión kárstica	Exokárstico	uv22	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1460	0	0-2
Depresión kárstica	Exokárstico	uv23	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1460	0	0-2
Depresión kárstica	Exokárstico	uv24	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1500	1524	24	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	uv25	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1500	1537	37	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv26	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1480	1534	54	35-55
Depresión kárstica	Exokárstico	uv27	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1484	24	25-35
Depresión kárstica	Exokárstico	uv28	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1480	1486	6	0-2
Depresión kárstica	Exokárstico	uv29	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1480	1482	2	5-15
Depresión kárstica	Exokárstico	uv30	Cretácico inferior	Caliza-Dolomía	1460	1514	54	35-55