



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

***Dinámica y cartografía geomorfológica de playa El Farallón y zonas
adyacentes: Municipio de Actopan, Veracruz.***

TESIS

PARA OBTENER EL GRADO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA

GUILLERMO PEÑA SANTIBAÑEZ

Asesor: DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Esta obra está dedicada a:

A toda mi familia, que siempre me apoyo y que estuvo conmigo en todo momento.

Pero especialmente a:

A mi madre, Etelvina Santibañez, por darme su amor, consejos y educación, que fueron las bases para llegar a ser quien soy. Gracias por brindarme tu apoyo incondicional en toda mi etapa formativa y en todos los momentos complicados, también, por quitarme tantas veces las cobijas de encima. Infinitas gracias maa.

A mi padre, Guillermo Peña, por los ejemplos de perseverancia y constancia que lo caracterizan y que me ha infundado siempre, por sus valores y por confiar en mis determinaciones, tanto de vida, como académicas. Gracias paa.

A mi hermano, Eduardo, por estar conmigo y por apoyarme siempre. Te quiero mucho, eres parte de mi vida.

A mis hermanos, Alejandro y Ángel, que aparecieron en la última etapa de mi vida, para que vean en mí un ejemplo a seguir.

A Miriam Piña, el amor de mi vida y compañera de aventuras. Gracias por todas las cosas que hemos compartido, por cada momento vivido y por cada palabra dicha. Has estado conmigo casi la mitad de mi vida y me has brindado tu amor y confianza incondicional. No tengo palabras para agradecerte todos los ánimos y la fuerza necesaria que me has dado en los momentos más difíciles, tanto de vida, como de estudio; esta es una meta cumplida para los dos. Siempre estarás en mi corazón piña-piñita. Te amo.

愛している

A mis suegros y cuñados, por la confianza depositada en mí todos estos años, por su tiempo compartido, por sus enseñanzas y por la inclusión dentro de su familia.

生きがい

Agradecimientos

Al Dr. José Juan Zamorano Orozco, quien es el director de este trabajo. Gracias por haberme aceptado en tu equipo y por todas las enseñanzas que he recibido de tu parte. También, quiero agradecerte todo el apoyo incondicional que me brindaste en el ámbito personal, pero sobre todo, por el rigor, la inspiración y el ejemplo intelectual.

Al Lic. José Ernesto Figueroa García, por aceptar leer este trabajo y realizar comentarios que lo enriquecieron, por sus acertadas observaciones en la cartografía y por el tiempo dedicado para mejorar esta investigación.

Al Mtro. Frank Gustavo García, por sus comentarios y aceptar ser revisor de esta tesis, su ayuda y crítica permitieron completar el estudio.

Al Dr. Osvaldo Franco Ramos, por la revisión minuciosa de este documento y por sus comentarios tan oportunos que mejoraron notablemente la calidad de este trabajo.

Al Dr. Jesús Abraham Navarro Moreno, por sus destacadas observaciones en el apartado de la cartografía, ya que su vasto, y actualizado conocimiento en el tema, enriquecieron notablemente los resultados y discusión de esta parte de la tesis.

Agradezco infinitamente a la Universidad Nacional Autónoma de México, por haber sido mi hogar durante mi trayectoria académica, y por permitirme hacer uso de sus instalaciones, sobre todo, del acervo bibliográfico que posee en su interior,

que sirvió para formarme como Geógrafo dentro de esta excepcional casa de estudio.

Al Instituto de Geografía, por brindarme cobijo y por permitirme hacer uso de las instalaciones, biblioteca y equipo, a todo el personal que en él labora, muchas gracias.

A todos los profesores del Colegio de Geografía, quienes contribuyeron en mi formación académica, gracias por todas sus enseñanzas, sugerencias y apoyo.

Al Mtro. Pedro Montes Cruz, por apoyarme siempre en todas mis dudas y por mostrarme un sendero a seguir, en el campo de la Geografía Física.

A mis compañeros y amigos de generación, por los buenos momentos que pasamos y por ser parte de mi formación profesional. Gracias, Alejandro Morales, José Avendaño, José Merino, Fernando Galván y todos los que se me estén olvidando.

Agradezco de manera muy especial a mis compañeros que conocí en el Instituto de Geografía: Isaac, Kevin, Carlos (Chino), Daniel (niño), Agustín (panda), Osvaldito y Jorge (Babe Face) por todas sus opiniones y comentarios tan acertados en el desarrollo de mi tesis, muchas gracias.

A mis amigos de infancia Uriel Albarrán (uriela), Carlos Cortes (Carlitos), Rogelio Alvarado (Royer), Emmanuel Barragán (bebecito) e Iván (leches) † por ser mi motor y fuente de inspiración por la ciencia, desde distintos marcos académicos y profesionales.

A mi abuela Mónica Santibañez, por quererme, apoyarme, y sobre todo, confiar arduamente en mis decisiones y acciones. Esto también te lo debo a tí *Moni*.

A mis primas Angélica, Guadalupe, Julieta y Roció por escuchar siempre mis cuestionamientos de vida y mis posturas para analizar todo desde un enfoque científico, gracias.

Al Lic. José Guadalupe Camargo, por su apoyo incondicional para terminar esta etapa académica de mi vida. Gracias, por brindarme siempre tu confianza y por creer en el trabajo que realizo, tanto, profesional como laboral.

A todo el personal con el que trabajo, que siempre han creído en mi determinación y constancia para terminar ciclos. En especial, a Rubén Bustos, Reynaldo Pérez, Erika Pantoja y Miguel Santos.

Por último, quiero agradecer a todos aquellos que se me estén olvidando, pero que de alguna u otra forma, han compartido conmigo un poco de su tiempo, experiencias, opiniones, e incluso, un café o una cerveza. Infinitas gracias a todos.

Contenido

Introducción.....	1
Capítulo I. Marco Teórico Conceptual	4
1.1. Definición de la zona costera	4
1.2. Clasificación y tipos de costa	5
1.3. Características generales: regiones morfológicas de Playa Farallón	12
Capítulo II. Marco Físico-Geográfico	18
2.1. Localización.....	19
2.2. Fisiografía.....	20
2.2.1. Planicie Costera del Golfo de México	20
2.2.2. Cinturón Volcánico Mexicano.....	24
2.2.2.1. Sierra Chiconquiaco-Palma Sola	25
2.3. Clima	27
2.3.1. Temperatura.....	28
2.3.2. Viento local y regional	31
2.3.2.1. De frentes fríos: <i>nortes</i>	31
2.3.2.2. De huracán	32
2.3.3. Precipitación.....	32
2.3.3.1. En periodo de <i>nortes</i>	33
2.3.3.2. En periodo de huracanes (ciclónica).....	34
2.4. Hidrología	35
2.5. Laguna Farallón	37
2.6. Vegetación	38

2.7. Suelos	45
2.8. Régimen marino	49
2.8.1. Mareas	49
2.8.2. Oleaje.....	50
2.8.3. Corrientes marinas.....	51
Capítulo III. Geología.....	54
3.1. Tectónica y Geología Regional de la Planicie Costera del Golfo México	54
3.1.1. Evolución tectónica del Golfo de México y Planicie Costera.	56
3.1.2. Columna estratigráfica de la porción centro de la Planicie Costera del Golfo.	60
3.2. Aspectos geológicos y estratigráficos de la Región de Farallón.....	66
3.2.1. Tectónica local y cambios en el nivel del mar en el Cuaternario.....	66
3.2.2. Columna estratigráfica de la zona de Farallón	70
Capítulo IV. Geomorfología	73
4.1. Leyenda de la cartografía geomorfológica de 1973 de la zona de Farallón ...	76
I RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.....	78
1. Volcánico	78
II RELIEVE EXÓGENO.....	87
2. Erosivo Fluvial	87
3. Acumulativo fluvial	92
4. Acumulativo lagunar–aluvial	95
5. Acumulativo eólico: activo.....	96
6. Acumulativo eólico: inactivo.....	104
7. Acumulativo marino	111
8. Erosivo marino.....	113
SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS	118

4.2. Análisis comparativo de la cartografía geomorfológica de 1973, 1991, 1994, 2007 y 2016.....	119
4.2.1. Relieve eólico en 1973.....	121
4.2.2. Relieve eólico en 1991.....	123
4.2.3. Relieve eólico en 1994.....	124
4.2.4. Relieve eólico en 2007.....	126
4.2.5. Relieve eólico en 2016.....	126
Conclusiones.....	131
Bibliografía.....	134

Anexo Cartográfico

Introducción

La playa Farallón forma parte del sector central de la costa del golfo de México y es una estructura acumulativa de playas bajas arenosas con desarrollo de campos de dunas, alternados con salientes rocosas (volcánicas) y de *beach rock*. Inicia su desarrollo en la última fase del Cuaternario cuando el nivel del mar descendió por debajo del nivel actual, dejando al descubierto sedimentos que se fueron acumulando y que posteriormente fueron removidos hacia el interior del continente.

La superficie que se estudia tiene una génesis marina y eólica, este hecho le imprime un carácter heterogéneo en cuanto a procesos y morfologías. Esta característica es el motivo por el cual se hace necesario el estudio geomorfológico, con el fin de analizar y registrar formas en un mapa detallado, que resultan principalmente de la dinámica acumulativa eólica y que repercuten en la transformación del relieve en tiempos muy cortos.

Este estudio tiene como interés principal entender cómo es la dinámica de los procesos exógenos, en particular los eólicos, que se desarrollan en la barra litoral y que dan origen a las formas de relieve acumulativas y erosivas. Para ello se elaboró una cartografía geomorfológica que consta de cinco mapas a escala detallada (1:20 000) de la playa Farallón y zonas adyacentes, estos documentos pueden ser considerados como un inventario de formas de relieve y su dinámica en un tiempo de 43 años.

En el desarrollo de esta investigación se llevó a cabo un análisis de los reportes de viento y una recopilación bibliográfica especializada; el primero sirvió para conocer y caracterizar su intensidad, sin embargo, son pocos los datos específicos para la playa Farallón, en la mayoría de los casos, están generalizados para sectores regionales de la costa. En lo que respecta a la segunda, esta proporcionó el conocimiento del medio físico y de la litología; esta etapa es el primer acercamiento para entender como es el vínculo con los procesos erosivos y acumulativos.

En la elaboración de la cartografía geomorfológica fueron considerados los métodos expuestos por Lugo (1991), para ello se llevó a cabo la fotointerpretación de fotografías aéreas en diferentes escalas (1:70 000; 1:75 000; 1:37 500; y 1:40 000); después la información se vertió en una base topográfica generada con LiDAR. Se utilizaron los criterios de Simonov (1985) para la clasificación del relieve. El resultado fueron cinco cartografías con distinta temporalidad, cada una de ellas con su leyenda correspondiente, donde se detallan las características propias de las diferentes unidades morfológicas, además de ser un inventario de formas y procesos. Hay que mencionar que el mapa de 2016, se realizó con insumos de trabajo de campo (puntos de control) y con cartografía antecedente.

Esta investigación trata de 4 capítulos.

I. Marco teórico conceptual. En este apartado se analizan dos taxonomías, que tratan del conocimiento de la zona costera, con el fin de establecer un criterio

morfológico elemental, para el análisis de la zona de estudio. El resultado es un mapa de regiones morfológicas de la zona de Farallón.

II. Marco Físico-Geográfico. A partir de la revisión bibliográfica de elementos naturales como la fisiografía, el clima, la cobertura vegetal y el régimen marino, se visualiza como es el vínculo que existe entre estos y la evolución del relieve, en este caso, el eólico.

III. Geología y Tectónica. Se revisan los trabajos publicados de tectónica y de geología, a escala regional y local. El análisis de esta información es de gran importancia para comprender el vínculo que existe de la litología y la morfología. Esta característica permite entender y cartografiar formas del relieve en un mapa geomorfológico.

IV. Geomorfología. En esta sección se analiza y se describe la génesis, la evolución y la dinámica del relieve de la Playa Farallón y zonas adyacentes. Todo el análisis se realiza en función de cinco mapas geomorfológicos a escala 1:20 000, que se elaboraron de este sector de la costa.

Capítulo I. Marco Teórico Conceptual

1.1. Definición de la zona costera

La zona costera se define como una franja donde converge la hidrosfera, litosfera y atmósfera. Por tanto, es una región de gran dinamismo y fragilidad debida a las constantes modificaciones naturales, y en los últimos años, antrópicas (Beatley et al., 2002).

En este marco Ortiz y de La Lanza (2006), señalan que la costa puede estructurarse en función del arreglo de componentes geomórficos (formas de erosión y acumulación), los cuales se manifiestan a través de la inestabilidad de la línea de playa que es asimilada, ya sea por el comportamiento transgresivo o por el avance regresivo.

La costa ha presentado dificultades y discrepancias para ser definida y delimitada. En este aspecto influye su uso-manejo e incluso el enfoque utilizado para su estudio (Ortiz y Méndez, 2000). De esta manera, existen diferentes posturas para entender la playa, algunas utilizan límites variados como los rasgos físicos, biológicos, jurídico-administrativos o socioeconómicos. Cada uno de ellos, establece criterios funcionales que son usados en la investigación, la planeación y la administración (uso y manejo) de estos territorios.

En esta investigación, la demarcación de la zona costera es delimitada tomando en cuenta las características físicas del entorno. En este proceso, se tomó en cuenta la litología, los rasgos estructurales, la morfología y el factor de exposición.

1.2. Clasificación y tipos de costa

Gracia et al. (2000) mencionan que los criterios utilizados en la mayor parte de las clasificaciones costeras son los siguientes:

- Geológico-geodinámicos en el que se desarrollan.
- Físicos-oceanográficos dominantes.
- De morfologías, por su origen y procesos de modelado.

Con el fin de establecer un criterio, y ser aplicado a la zona de estudio, a continuación se hace una revisión de las taxonomías que han sido elaboradas para las costas mexicanas.

Como punto de partida se toma en cuenta la clasificación de Ortiz y Espinosa (1991), propuesta que se compone de cinco tipos principales que a su vez se subdividen en once categorías (Fig. 1):

I. Costas erosivas (rocosas).

- a) Acantiladas: escarpes, farallones y roqueríos.
- b) Con superficie de nivelación, plataforma de abrasión y terrazas.

II. Costas abrasivo-acumulativas (mixtas).

- a) Rocosas alternando con playas y/o conos detríticos y/o abanicos aluviales.
- b) Entrantes con depósitos de playa, alternando con salientes o puntas rocosas.

III. Costas acumulativas (de playas bajas arenosas).

- a) Campos de dunas amplios.
- b) Cordones litorales: bermas y líneas de playas antiguas.

c) Isla barrera: barra y flechas litorales, en bocas, lagunas y esteros.

IV. Costas acumulativas (potamogénicas y marismas).

a) Estuarios y deltas.

b) Con llanuras de inundación, manglar y/o pantano marino.

V. Costas biogénicas (coralinas).

a) Corales emergentes.

b) Barrera coralina.

En esta investigación el grupo de interés es el número III, ya que en él queda incluida la zona de estudio: costa acumulativa (de playas bajas arenosas); el subtipo, corresponde al de campos de dunas amplios y de isla barrera (lagunar).

Las costas acumulativas, en general, se caracterizan por presentar sedimentos no consolidados que tienen un origen hidrodinámico y eólico (campos de dunas amplios). En conjunto, crean patrones y morfologías vinculadas a una constante acumulación y remoción de sedimentos, a corto y mediano plazo. El régimen de sedimentación proviene de un sistema fluvial asociado a una plataforma marina poco profunda (Fairbridge, 2004).

TIPOS DE COSTAS

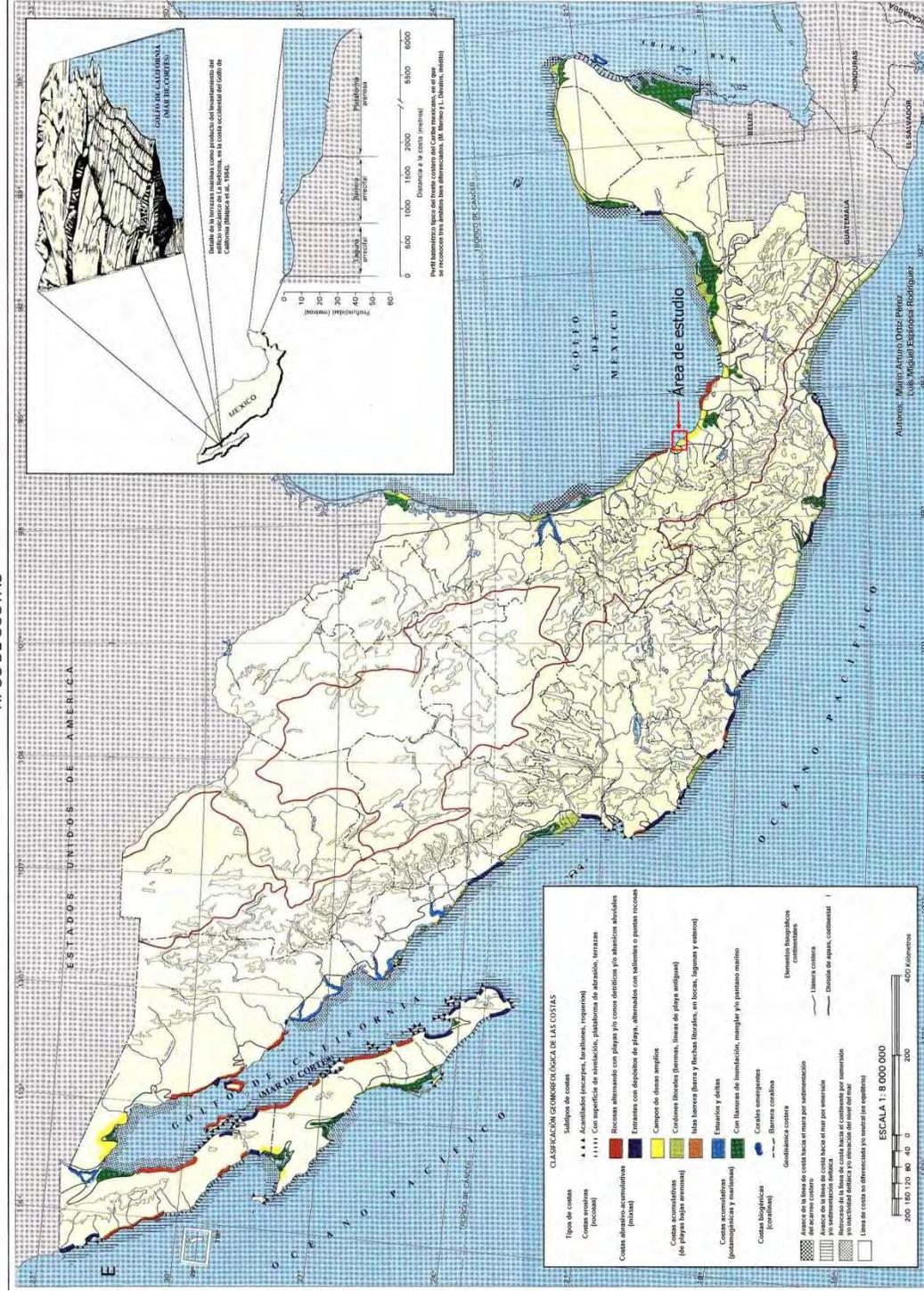


Figura 1. Tipos de costas en la República Mexicana. La zona de estudio bajo este criterio, se clasifica como acumulativa (de playas bajas arenosas); el subtipo, corresponde al de campos de dunas amplias y de isla barrera (lagunar) (Ortiz y Espinosa, 1991).

La isla barrera elemento principal del subtipo de la clasificación que se analiza, hace referencia a una barrera acumulativa de arena y grava formada por olas, mareas y viento; dispuesta paralela a la costa. Esta estructura, al disponerse por encima del nivel del mar, con frecuencia represa el drenaje terrestre o queda bloqueado, lo que crea las condiciones para que se forme un *lagoon* costero (Gutiérrez, 2008).

La regionalización costera es un instrumento que busca mostrar el arreglo y organización de los elementos fisiográficos, caracterizar la expresión espacial del paisaje y su vínculo con la existencia de variadas morfologías costeras. En este marco también se incluye la hidrografía (al interior y exterior del continente), la litología y la geomorfología, aspectos necesarios en la caracterización y dinámica de las costas.

La segunda clasificación a tomar en cuenta, es la de Ortiz y de la Lanza (2006), que tiene como objetivo caracterizar las unidades costeras a partir de rasgos homogéneos a escala regional y son los siguientes:

a) *Arreglo fisiográfico*, se refiere a la génesis y evolución dentro de un marco tectónico (morfoestructuras) y geológico (cronolitoestratigrafía). De esta manera, se hace posible evidenciar la composición del relieve (Mateo-Rodríguez, 2002).

b) *Diferenciación de carácter tipológico*, se vincula con los elementos morfohidrográficos costeros que se repiten en una región, como las lagunas costeras, estuarios, bahías, marismas y albuferas.

A partir de los arreglos fisiográficos y los morfohidrográficos se determinan dos grandes grupos litorales; cada uno de ellos define provincias costeras a escala regional. Las características distintivas de cada grupo están condicionadas por la geomorfología de la costa, el clima y la oceanografía. Estos aspectos proporcionan contrastes y regularidades territoriales que tipifican el ambiente.

De acuerdo con la clasificación de Ortiz y de la Lanza (2006), la zona de estudio forma parte del segundo grupo de su taxonomía que denominan: Litoral del Golfo de México y Mar Caribe (Fig. 2), éste, a su vez, se subdivide en cinco subgrupos y el segundo de ellos es de nuestro interés ya que en él se reflejan algunas de las características de la zona de estudio, este apartado se denomina Costa Centro Oriental (Veracruz). Esta unidad costera tiene una longitud de 675 km y cubre aproximadamente todo el estado de Veracruz (Fig. 3).

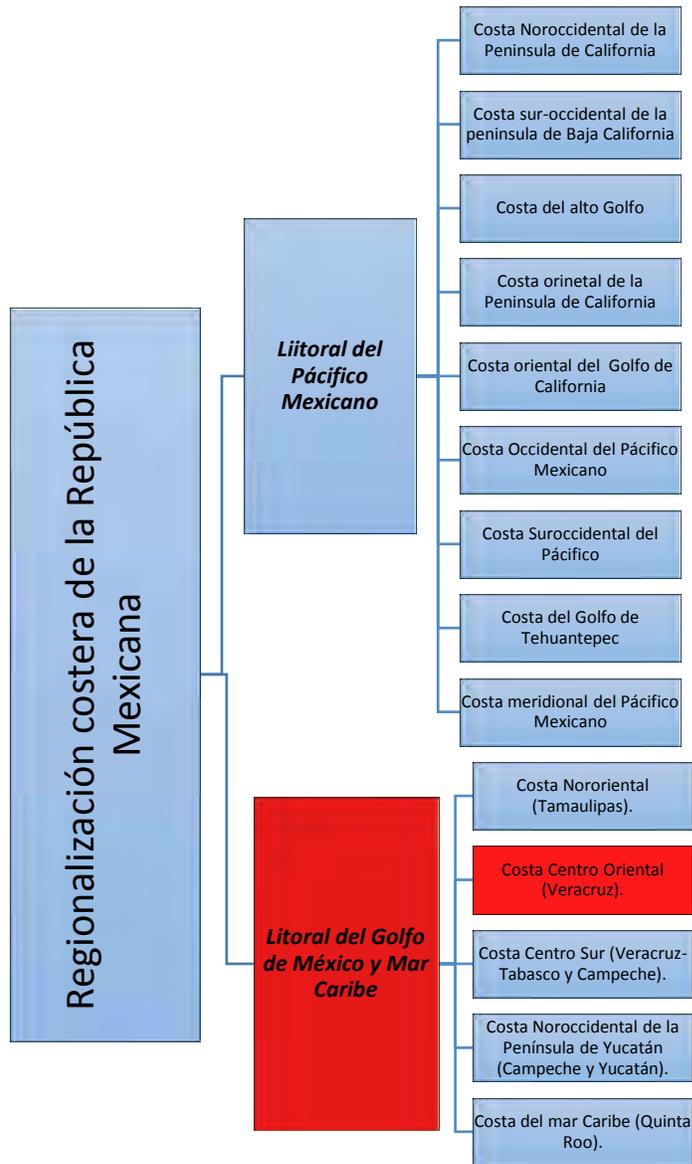


Figura 2. Esquema que muestra la clasificación de Ortiz y de la Lanza (2006). En rojo se indica el sector de interés para el desarrollo de la investigación.

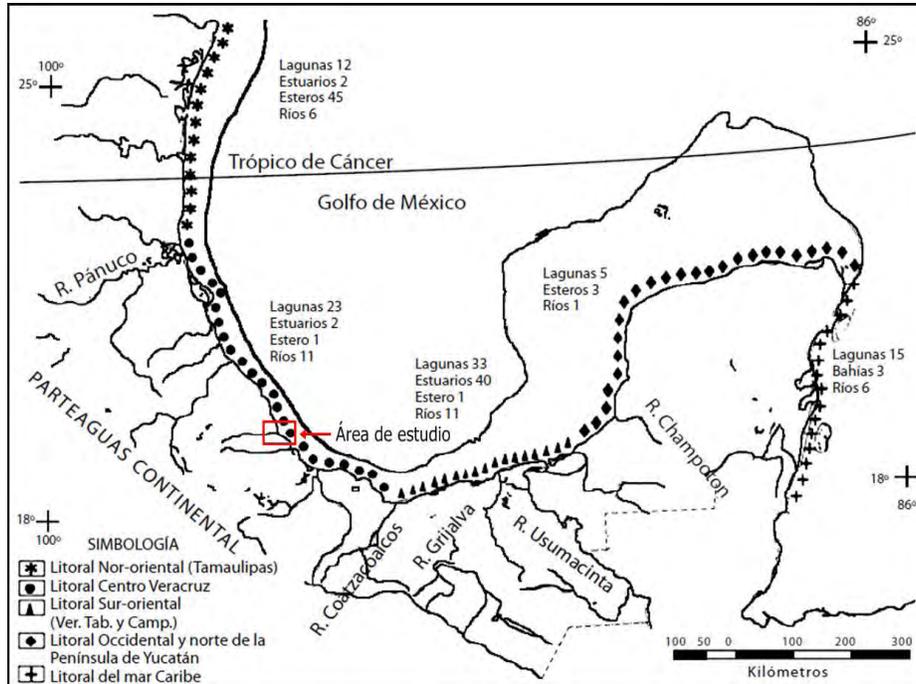


Figura 3. Litoral del Golfo de México y Mar Caribe. El área de estudio forma parte de la subprovincia Costa Centro Oriental (Veracruz). La zona de estudio se muestra en recuadro color rojo (Ortiz y de la Lanza, 2006).

La Costa Centro Oriental (Veracruz) se caracteriza como una estructura acumulativa (de playas bajas arenosas) que se extienden a lo largo de 610 km y con exposición abierta al mar. La línea de costa o frente, es la margen expuesta y a su vez forma parte de una isla barrera o barra, a partir de este elemento tiene desarrollo la playa, campos de dunas y cordones litorales. En algunos casos, los elementos mencionados pueden estar separados del continente por marismas y esteros con disposición paralela a la costa. Por el contrario, la margen interna es la *orilla* que se encuentra en sotavento y que hace contacto, de existir, con las aguas protegidas de los cuerpos de agua.

La subprovincia Centro Oriental (Veracruz) se subdivide, a su vez, en tres porciones y la que tiene interés es la segunda, que se conoce con el nombre de

central. Las características de esta unidad de acuerdo con Ortiz y de la Lanza (2006), son las siguientes:

a) Son de tipo mixto, es decir presentan una alternancia de márgenes arenosas y rocosas, estas últimas son de dos tipos:

➤ de taludes acantilados: sujetos al oleaje directo, con depósitos de escombros rocosos en la base del talud producto de la caída por socavación del cantil.

➤ de orilla rocosa: originada por la acumulación de derrames lávicos del Cuaternario.

b) Bahías de escaza entrante y amplia extensión: forman playas arenosas y campos de dunas que se extienden varios kilómetros dentro del continente.

c) Régimen de oleaje abrasivo y acumulativo: vinculado con la morfología submarina.

d) Aportes fluviales (río Tecolutla): constituyen la principal fuente de sedimentos, mismos que se redistribuyen a lo largo de las playas que alimentan están porción de la costa.

1.3. Características generales: regiones morfológicas de Playa Farallón

La zona de estudio para su análisis se ha dividido en seis unidades del relieve de acuerdo a su génesis, morfología y litología (Fig. 4). La identificación de cada región se hizo a partir de la interpretación de ortofotos (1990), análisis de la carta topográfica Actopan (E14B28: INEGI, 2007) y trabajo de campo. Esta

regionalización es el punto de partida en la caracterización geomorfológica de este territorio y a continuación se analiza.

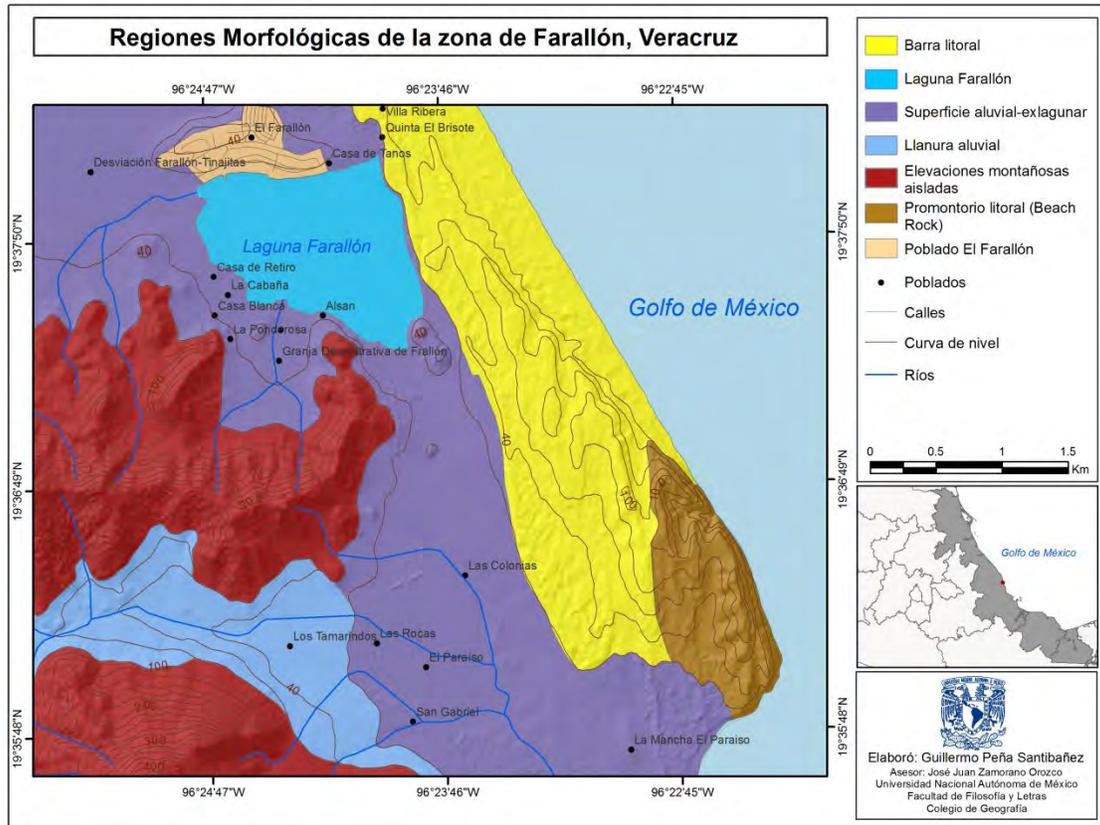


Figura 4. La zona del Farallón, Veracruz se compone de seis regiones geomorfológicas mayores, cada una de ellas con una génesis, morfología y dinámica particular.

I. Barra litoral

La barra Farallón es la forma de relieve más representativa, en la zona de estudio presenta 4.2 km de longitud, una amplitud promedio de 0.9 km y representa un área aproximada de 4.5 km². Es un banco de arena submarino-terrestre que se dispone paralelo al continente, la superficie que presenta varía de subhorizontal a convexa, ondulada o ligeramente inclinada; su altura, es apenas superior al nivel del mar. La morfología a lo largo del depósito arenoso, depende de la

disponibilidad de sedimento, fuerza del viento, amplitud de marea y variaciones del oleaje.

II. Laguna Costera Farallón

El *lagoon* es una depresión inundada, se localiza en las márgenes internas del borde continental y está rodeado por superficies terrígenas. La Laguna Farallón tiene una superficie de 1.6 km², no sobrepasa los 10 metros de profundidad y su existencia se vincula con el aporte fluvial de numerosos causes que funcionan en la temporada de lluvias estacionales (1,676 mm/año) y extraordinarias (ciclónicas).

III. Superficie aluvial-exlagunar

Representa la unidad morfológica de mayor extensión de este territorio (8.6 km²), es paralelo al borde continental y se orienta en una dirección NW-SE, bordea la laguna de Farallón y de manera progresiva se ensancha hacia el sur, su longitud máxima es de 6.8 km y su morfología corresponde a una superficie subhorizontal, ondulada y ligeramente inclinada hacia la porción meridional de la zona de estudio.

La superficie exlagunar pone en evidencia que la Laguna Farallón fue más extensa y poco a poco fue reduciendo su área hasta ocupar el sector más profundo que la contiene en la actualidad. En este proceso, dejó descubiertas superficies subhorizontales y ligeramente deprimidas que comenzaron a rellenarse con depósitos aluviales y detritos eólicos provenientes de la barra.

IV. Llanura aluvial

La llanura aluvial Farallón en planta define un área triangular de 2.2 km² y un eje mayor de 2.7 km de longitud (E-W). La morfología es escalonada (terrazas) y ligeramente ondulada (bancos arenosos), está constituida por materiales aluviales, sobre esta superficie se localizan los poblados de Los Tamarindos y Las Rocas.

V. Elevaciones montañosas aisladas

Representan las últimas estribaciones del Cinturón Volcánico Mexicano, se trata de estructuras antiguas que han perdido su morfología original a consecuencia de una intensa actividad erosiva (fluvial). Los cerros Los Amaya (309 msnm) y el Bernardillo (223 msnm) son de composición andesítica; de basaltos, El Sombrero (468 msnm). La orientación preferencial es E-W y ocupan una superficie de 5.8 km².

VI. Promontorio litoral (*Beach Rock*)

Se trata de un depósito arenoso consolidado a partir de un cementante calcáreo (Lugo, 2011), se localiza en el extremo SE de la zona de estudio y presenta una morfología trapezoidal con una ligera simetría hacia el NE. En la cima se presentan una superficie irregular a manera de crestas discontinuas.

El *beach rock* ocupa un área 1.1 km² y se levanta 80 m a partir de la línea de costa, su eje mayor se orienta de norte a sur y alcanza los 2.2 km; mientras el menor, en dirección este-oeste mide 800 m. En la zona de estudio esta estructura es conocida como acantilado Jicacos o Punta La Mancha. Su disposición y

estructura hace que este sector de la playa se considere como una costa erosiva donde prevalecen condiciones de erosión en la saliente y de acumulación en su base (Fig. 5).



Figura 5. Promontorio litoral (*beach rock*) en la porción sureste del área de estudio. Esta región morfológica es un ejemplo de costa erosiva (Mayo, 2014).

En este capítulo se analizaron dos clasificaciones del relieve costero y en paralelo también se hizo una revisión de la fisiografía de la región. La suma de estos criterios permitió identificar y ordenar bajo una visión geomorfológica unidades del relieve y su dinámica (procesos de modelado).

Se determinaron en la zona de Farallón seis unidades morfológicas, cada una de ellas refleja el origen, la morfología y la dinámica del relieve que las compone. En este marco, las unidades representan el punto de partida del análisis geomorfológico y morfodinámico de este estudio.

Las unidades geomorfológicas que constituyen la zona del Farallón vinculan el relieve continental-litoral-marino y son las siguientes: Barra litoral, Laguna Costera Farallón, Superficie aluvial-exlagunar, Llanura aluvial, Elevaciones montañosas aisladas y Promontorio litoral (*Beach Rock*).

Capítulo II. Marco Físico-Geográfico

La relación del relieve con los distintos componentes de la naturaleza, es el objetivo de este capítulo; con esta perspectiva se analizará el vínculo que tiene la morfología con las características climáticas (régimen de viento, temperatura y precipitación), hidrológicas, edáficas, de cobertura vegetal y de dinámica marina (corrientes y oleaje) presentes en el área de estudio.

El clima influye de forma directa en la morfología del relieve y éste, a su vez, en otros componentes de la naturaleza (suelo y vegetación). El clima condiciona el modelado fluvial; es decir la erosión y la acumulación, a lo largo de los valles y en extensas llanuras (fluviales y lagunares) que tienen conexión con el mar.

El suelo resulta de la relación clima-litología-morfología, a partir de su desarrollo y madurez se evidencian periodos de equilibrio dinámico que se conoce como fitoestabilidad. Estas condiciones no anulan los procesos erosivos; existen, pero son atenuados por la presencia de una cubierta vegetal bien desarrollada.

La existencia de vegetación determina la dinámica y evolución de las formas del relieve; en este sentido, las dunas con mayor movilidad y variedad morfológica se desarrollan cuando la vegetación no está presente. Los distintos tipos de cobertura vegetal tienen un vínculo con otro tipo de formas eólicas, que se han clasificado como semimóviles y fijas.

2.1. Localización

La zona de Farallón está enmarcada en el sector noreste del municipio de Actopán, en la porción central del estado de Veracruz. Se localiza en las coordenadas $19^{\circ} 23' - 19^{\circ} 44'$ de latitud norte; y $96^{\circ} 20' - 96^{\circ} 48'$ de longitud oeste, aproximadamente a 20 km de la localidad de Zempoala y a 60 km del puerto de Veracruz (Fig. 6).

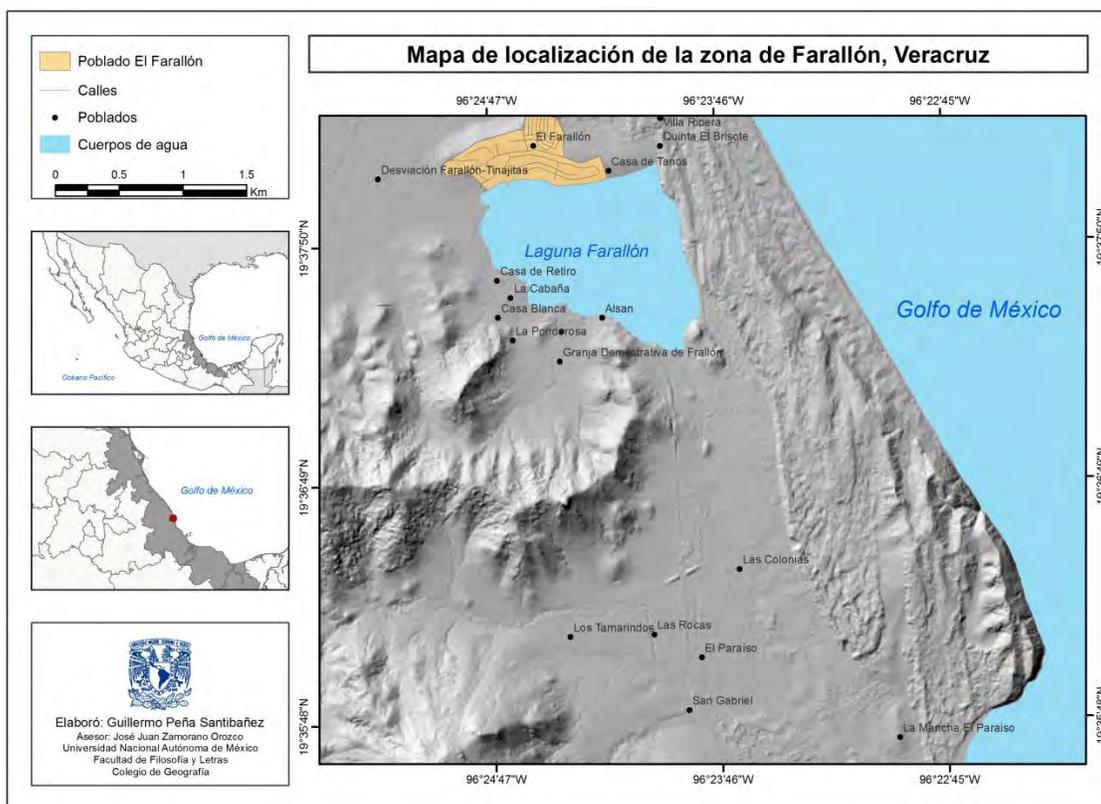


Figura 6. Modelo Digital del Terreno (MDT), que muestra la localización de la zona de estudio.

El relieve de la zona de estudio es heterogéneo en cuanto génesis, litología, morfología, dinámica y edad, que hacen de este territorio de gran complejidad; en donde los procesos modeladores adquieren una dinámica repentina, intensa y perdurable bajo condiciones climáticas específicas.

2.2. Fisiografía

El primer acercamiento de análisis es el fisiográfico y para ello se toman en cuenta las grandes unidades territoriales (Provincias Fisiográficas), que caracterizan las relaciones de todos los componentes del paisaje de grandes territorios, en este caso se toma el criterio de Lugo y Córdoba (1992). Bajo estos parámetros las Provincias Fisiográficas que tienen relación con la zona de estudio, son la Planicie Costera del Golfo de México en su porción media (Fig. 7: 8) y el Cinturón Volcánico Mexicano en su sector más oriental (Fig. 7: 10).

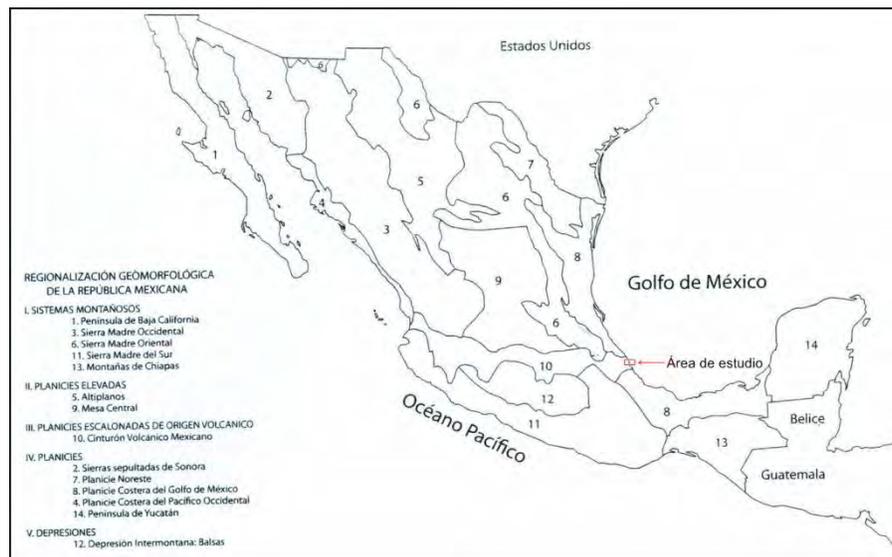


Figura 7. El área de estudio (en recuadro) forma parte de la Planicie Costera del Golfo (8) y el Cinturón Volcánico Mexicano (10) (Lugo y Córdoba, 1992).

2.2.1. Planicie Costera del Golfo de México

Esta región fisiográfica se dispone de manera paralela a la costa del Golfo de México con una dirección general de NE-SE y una extensión aproximada de 1480 km. Su máxima amplitud en la porción norte se presenta a la altura de la ciudad de Matamoros, Tamaulipas en donde alcanza los 200 km; su mínima (3 km) se

localiza en la región conocida como Farallón, donde se intersecta con el flanco oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. Hay que mencionar que este territorio corresponde con el área de estudio; a partir de este punto, continúa en dirección sur para terminar en el estado de Campeche, en la región de Champotón. La anchura máxima en la porción sur de esta unidad se presenta en la región de Tabasco y varía de 200-230 km, en el sector que corresponde al sistema deltaico formado por los ríos Mezcapala, Usumacinta y Grijalva.

La morfología de la Planicie Costera del Golfo (PCG) se puede caracterizar como una sucesión de planicies subhorizontales ligeramente inclinadas y en algunos sectores, la expresión del terreno es de lomeríos. En general, no hay cambios altitudinales marcados y toda la región presenta una altitud < 200 msnm (Fig. 8).

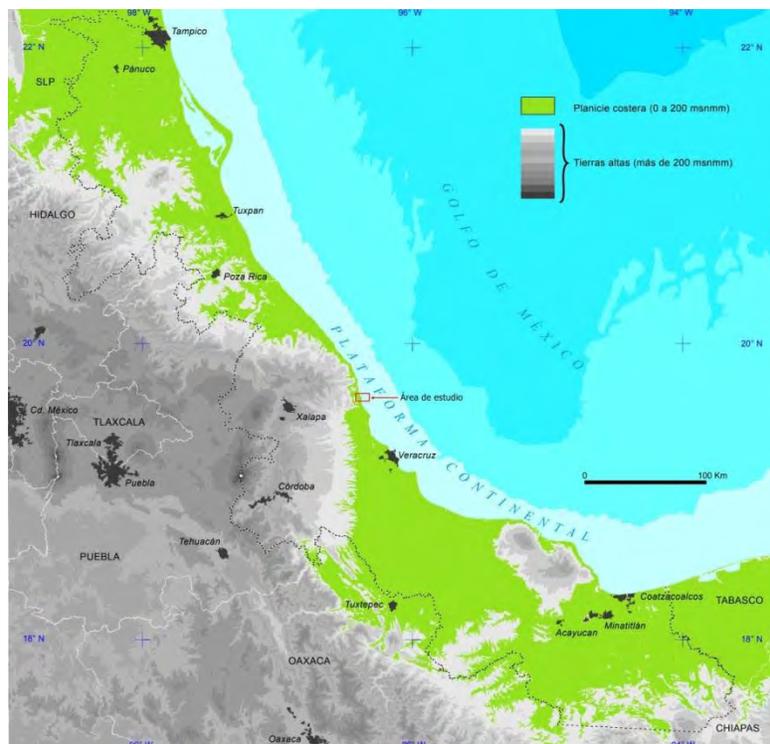


Figura 8. Hipsometría de la Planicie Costera del Golfo de México. Las áreas de color verde representan altitudes < 200 msnm. Los grises se asocian con las zonas montañosas > 200 msnm. La zona de estudio se localiza en recuadro rojo (Ortíz et al., 2010).

El origen de la PCG está ligado con la existencia de cuencas marginales asociadas a la Sierra Madre Oriental (SMOr). Estas depresiones se rellenaron con detritos marinos del Terciario, periodo en que fueron deformados (plegados) y afallados. El espesor de la columna es de 10 km y los materiales tienden a ser más antiguos en la medida que el deposito se acerca SMOr; todo el conjunto, sobreyace a un basamento del Paleozoico (Zamorano y Alcántara, 2010).

El Mioceno se caracteriza por la deposición de sedimentos continentales y litorales que alcanzaron un espesor de 3000 m. En el Plioceno se acumularón detritos deltaicos con espesores que varían entre 15 y 35 m. En el Cuaternario la secuencia finaliza con la existencia de sedimentos fluvio-litorales que alcanzaron los 300 m (López-Ramos, 1981).

Los rasgos morfológicos a lo largo de la PCG son variados y de gran dinámica y se agrupan en las siguientes subregiones:

- *Norte (Burgos)*: en este sector alternan planicies y montañas, la primera de origen aluvial en su porción más superficial. Esta estructura está desmembrada por montañas constituidas de rocas del Mesozoico que se asocian con la Sierra de Tamaulipas. Los rasgos morfológicos de los conjuntos montañosos presentan un grado de erosión importante que se reconoce a partir de patrones de drenaje dendríticos muy densos. Hay que mencionar que no existe una rampa de transición; es decir, el contacto entre la planicie y la montaña es directo. Las llanuras aluviales que conforman este territorio se conocen con el nombre de los ríos Bravo, San Fernando, Soto la Marina y Tuxpán.

En la línea de costa los rasgos morfológicos más evidentes son las barras litorales, algunas de grandes dimensiones como las de la Laguna Madre y Tamiahua. Hay que mencionar que el abundante aporte de detritos de origen fluvial y marino favorece los procesos eólicos y la existencia de campos de dunas sobre estas estructuras (Lugo, 1990).

➤ *Sur (Tampico-Misantla)*: estos terrenos se caracterizan por la existencia de rampas subhorizontales ligeramente inclinadas que se intercalan con superficies de lomeríos volcánicos, asociados al Campo Volcánico Los Tuxtlas; en particular al Volcán San Martín (Cinturón Volcánico Mexicano). Las coladas de lava y las cubiertas piroclásticas se van reemplazando en la cercanías de la costa por cuencas lagunares y barras litorales (Priego et al., 2003).

➤ *Sur-sureste (Veracruz-Campeche)*: la morfología está asociada a las llanuras fluviales, por tanto, la depositación es el proceso dominante y se vincula a los ríos más caudalosos del país (Papaloapán, Coatzacoalcos y Usumacinta). Esta dinámica es posible gracias a la precipitación (> 2000 mm); además existen numerosos lagos, pantanos, lagunas y barras litorales. La altitud de este sector es < 200 msnm.

Por último, hay que mencionar que la Planicie Costera del Golfo es posterior a la Sierra Madre Oriental y es de importancia por sus recursos petroleros y por sus tierras fértiles en morfologías subhorizontales y ligeramente inclinadas, favorecidas por un clima cálido-húmedo y numerosas corrientes fluviales que desembocan en el Golfo de México.

2.2.2. Cinturón Volcánico Mexicano

Es la región volcánica más importante del país, se dispone de W-E entre los paralelos 19° y 21 ° latitud norte. Desde las costas de Nayarit (Pacífico), hasta las de Veracruz (Atlántico) presenta una longitud de 1100 km y su amplitud varía entre 80 y 250 km.

El origen del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) está relacionado con la subducción de la placa de Cocos por debajo de la Norteamericana. La falta de coincidencia en orientación con la Trinchera Mesoamericana, se explica por la existencia de distintos ángulos de inclinación que adopta la superficie oceánica por debajo del continente.

El CVM es un sistema montañoso de origen tectónico-volcánico y sobreyace a un basamento que emergió a partir de intensos plegamientos en el Cretácico Inferior. La actividad volcánica que le dio origen, se desarrolló en el Cuaternario, en particular en el Holoceno Tardío (García y Mendoza, 2010).

La morfología característica del CVM es de planicies escalonadas con altitudes que varían entre 500 y 2600 msnm. Estas diferencias altitudinales se asocian a movimientos tectónicos de ascenso y descenso que estuvieron presentes en distintos periodos de su formación. En los últimos 50 000 años A.P. aparecieron por lo menos mil estructuras volcánicas, intercaladas con importantes periodos eruptivos en los volcanes compuestos que existen a lo largo de él (Lugo, 1990).

De acuerdo a Demant (1982), el CVM se divide en tres regiones volcánicas que se conocen como Occidental, Central y Oriental. La zona de estudio tiene vínculo con

la tercera de ellas; de manera particular, con la Sierra Chiconquiaco-Palma Sola (campo monogenético), estas estructuras constituyen el extremo E de la cadena volcánica regional (Mazzarini et al., 2010) (Fig. 9).

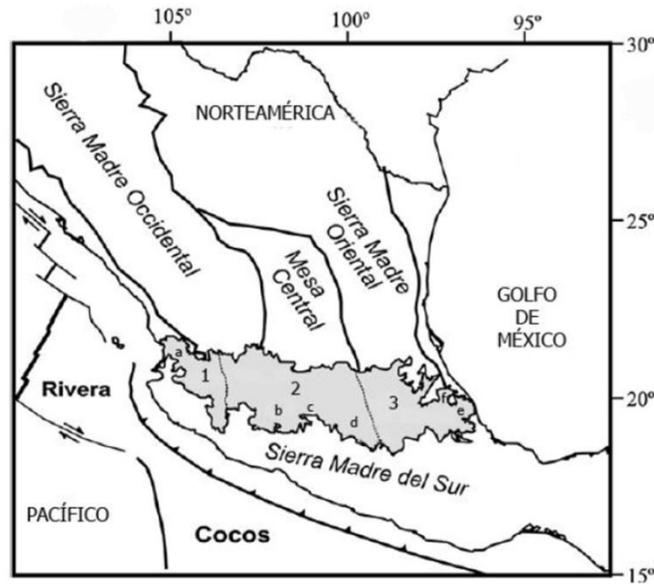


Figura 9. Regiones volcánicas de acuerdo a Demant (1982): 1. Sector Occidental; 2. Central y 3. Oriental. Así como los campos monogenéticos: a: Mascota, b: Michoacán-Guanajuato, c: Valle de Bravo, d: Chichinautzin, e: Xalapa y f: Chiconquiaco-Palma Sola.

2.2.2.1. Sierra Chiconquiaco-Palma Sola

Esta estructura se considera la continuación del flanco sur del Macizo de Teziutlán, es de origen volcánico y su actividad inició hace 6.9 Ma (Gómez et al., 2005). Su altitud máxima es de 2800 msnm y presenta un eje mayor de 120 km que se orienta en dirección SW-NE, el área del conjunto serrano es de 5917 km² (Medina et al., 2010) (Fig. 10).

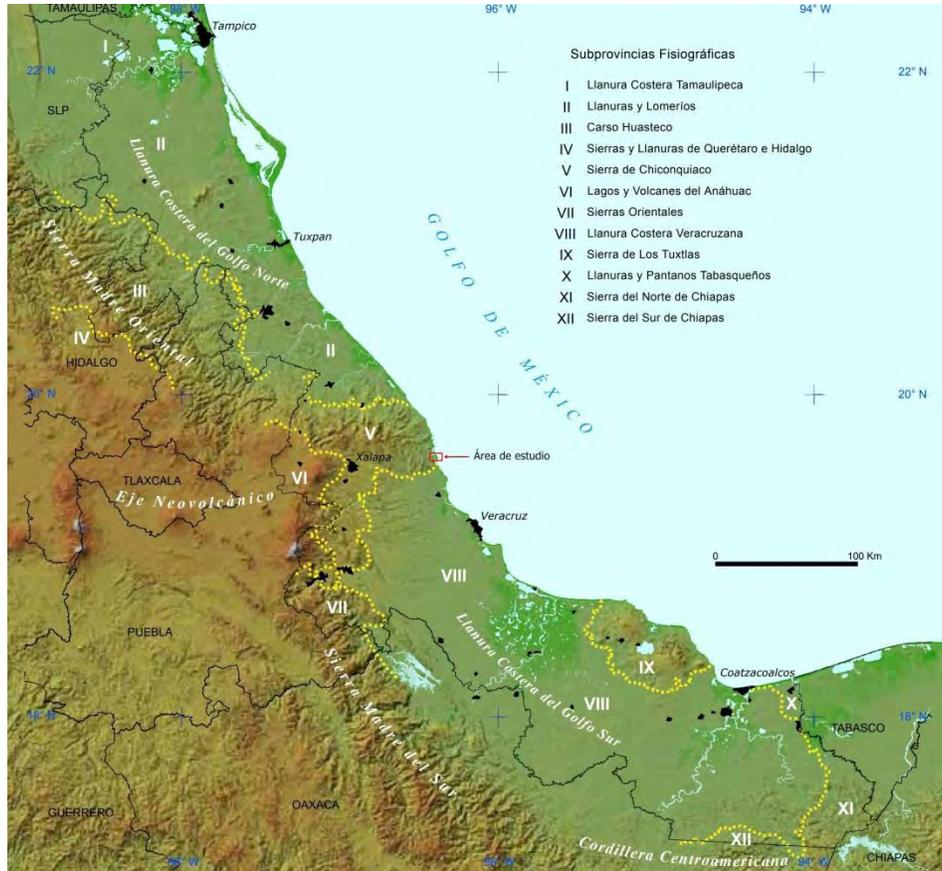


Figura 10. Localización de la Sierra de Chiconquiaco-Palma Sola y la zona de estudio (en recuadro rojo), en el marco de las Subprovincias Fisiográficas de Veracruz (Medina et al., 2010).

La Sierra Chiconquiaco-Palma Sola (SC-PS) está constituida por edificios volcánicos y coladas de lava en un estado de erosión avanzada, por lo cual no conservan su morfología original, debido a la intensa acción fluvial que ha actuado en este territorio.

En la SC-PS existen dos tipos de morfología, la primera se asocia con sierras menores en donde todavía es posible identificar los focos de emisión y las lavas asociadas a ellos, a pesar de existir una densa red de barrancos profundos hasta de 80 m, que se asocian a circos de erosión muy activos (cabeceras). La segunda

corresponde a estructuras aisladas; esta expresión, predomina hacia la costa, sugiere una intensa erosión (al inicio) y una sedimentación posterior. Este proceso continúa hasta nuestros días y se hace evidente por la ausencia de una rampa detrítica en la periferia de los promontorios montañosos (*cerro* Los Amaya, *cerro* El Bernardillo y *cerro* El Sombrero).

En las partes bajas ha tenido desarrollo un sistema de pequeñas planicies conectadas por los ríos que las han formado (Los Linderos, Mozorongo y El Roble). Al interior de estas superficies (subhorizontales) existen terrazas en gradería, abanicos aluviales activos y en la medida que los terrenos se acercan a la costa se desarrollan lagunas.

2.3. Clima

Es un factor dinámico que condiciona el proceso modelador y su incidencia en el territorio, controla en gran parte la morfología y de este elemento depende la aceleración o ralentización de los agentes de modelado.

La temperatura, el viento y la precipitación están en estrecho vínculo con la dinámica y morfología del relieve. De estos elementos depende la meteorización, erosión-transporte y sedimentación; en otras palabras, la exogénesis es resultado de la influencia del clima. En la zona de estudio, el clima está condicionado por una intensa radiación solar (altas temperaturas), el viento y la cercanía al mar.

La clasificación climática de Köppen, modificado por García (1987), establece para la zona de Farallón un clima cálido subhúmedo con régimen de lluvias en

verano (Aw) (Fig. 11). La temperatura media anual del mes más frío es mayor de 18°C y la del mes más caliente, mayor a 22°C (SPP, 1984).

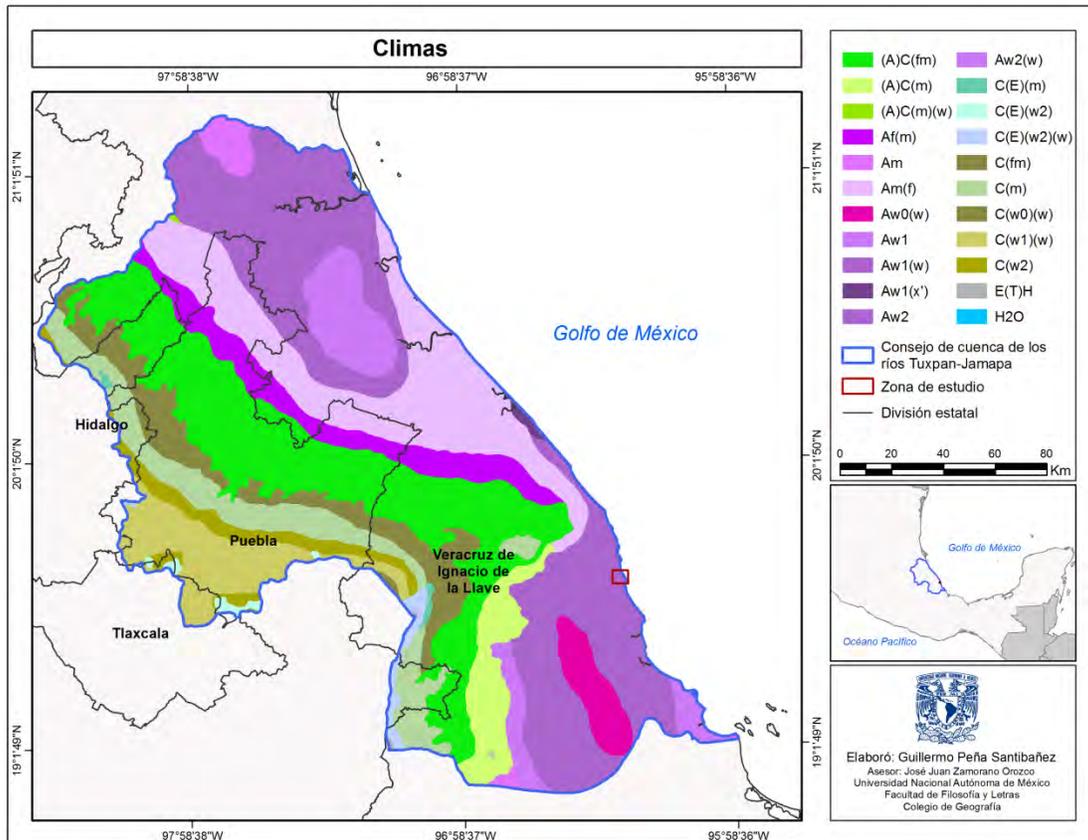


Figura 11. Climas en las cuencas de los ríos Tuxpán-Jamapa de acuerdo a Köeppen modificado por García (1987). La zona de estudio (en recuadro) presenta un clima cálido subhúmedo con régimen de lluvias en verano (Aw) (CONAGUA, 2013).

2.3.1. Temperatura

La importancia en la dinámica geomorfológica de la temperatura, radica en la eliminación de la humedad de la capa superficial del suelo y de los depósitos arenosos (detritos eólicos) que constituyen el sistema playa-duna; el secado de los sedimentos favorece la meteorización y de transporte eólico.

En la zona de Farallón existe la estación meteorológica conocida como Centro de Investigación Costera de la Mancha (CICOLMA), que depende del Instituto de

Ecología (INECOL) de la Universidad de Xalapa, Veracruz. El registro de datos que se solicitó comprende de 1980 a 2011 y a través de ella, se conoce el valor máximo y mínimo diario: 40.5°C y 6°C, respectivamente (Moreno-Casasola, 2003).

La zona de estudio presenta un patrón estacional con pocos cambios y se vincula a la dinámica del Golfo de México (Domínguez, 1941 en Florescano y Ortiz., 2010). En este marco la temperatura característica en cada estación del año es la siguiente:

- Primavera (Marzo-Junio), caluroso, seco y con calma.
- Verano (Junio-Septiembre), caluroso, húmedo y con calma.
- Otoño (Octubre-Noviembre), frío, húmedo y ventoso.
- Diciembre (Diciembre-Marzo), se alternan el tiempo seco y frío ventoso.

De acuerdo con CONAGUA (2013) la zona de estudio presenta una temperatura mínima anual que varía de 15° a 20°C (Fig. 12) y una máxima de 25° a 30°C (Fig. 13) y un promedio al año de 24°C.

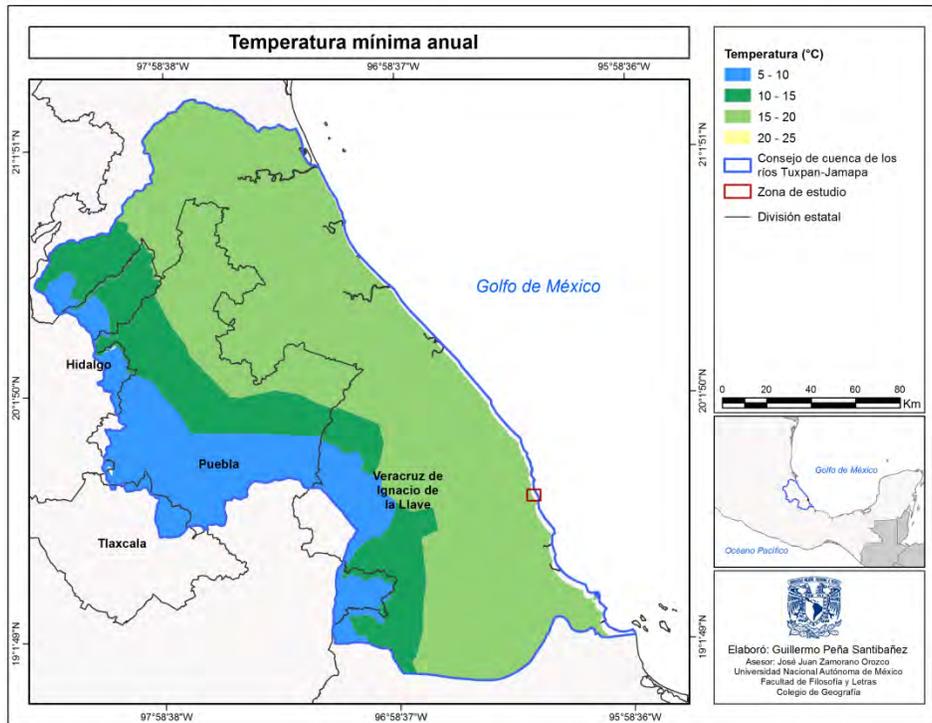


Figura 12. Temperatura mínima anual en las cuencas de los ríos Tuxpán-Jamapa. En la zona de estudio (en recuadro) este índice varía de 15-20°C (CONAGUA, 2013).

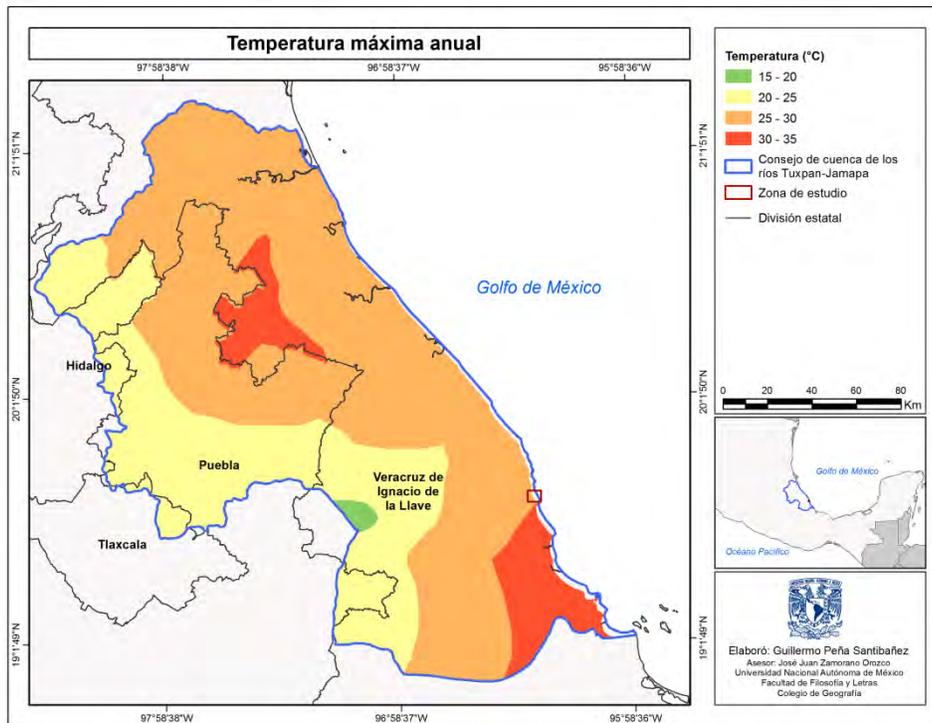


Figura 13. Temperatura máxima anual en las cuencas de los ríos Tuxpán-Jamapa. En la zona de estudio (en recuadro) este índice varía de 25 a 30°C y se incrementa en dirección sur a 35°C en la porción sureste (CONAGUA, 2013).

2.3.2. Viento local y regional

Este elemento ejerce una doble influencia en la dinámica geomorfológica; estos aspectos se vinculan primeramente con la deflación y la movilidad de dunas. También con la generación de oleaje y la movilidad de detritos a lo largo de la línea de costa (corriente de deriva).

Ruiz et al. (2010) menciona que el estado de Veracruz presenta tres sistemas de circulación atmosférica que influyen de manera directa en la zona de Farallón y son: de brisas o vientos locales durante todo el año; tropical durante el verano (vientos alisios del este) que aporta humedad y determina la precipitación; y la polar en invierno, *nortes* (Hesp et al., 2010).

De los tres aspectos mencionados, el más relevante en la zona de estudio son los *nortes*. Este fenómeno intensifica la dinámica fluvial, eólica y litoral, de noviembre a marzo.

2.3.2.1. De frentes fríos: *nortes*

Son invasiones de aire frío que tienen su origen a sotavento de las montañas Rocallosas, presentan una influencia importante en los cambios de clima en la región tropical de Norteamérica, México y Centroamérica (Klaus, 1973).

De acuerdo con Llanos y Cervantes (1996) los vientos máximos absolutos dominantes en el estado de Veracruz proceden del norte. Las condiciones ambientales que crean estos fenómenos es de frío a fresco en las la zona de montaña y de templado-cálido en la planicie costera (SPC, 2011).

En la zona de Farallón, los *nortes* se presentan en la temporada invernal de septiembre a mayo, con dirección general (NW-SE), una ocurrencia de 15 a 20, con vientos de más de 40 km/h y duración variable, de 1 hasta 6 días (SEMAR, 2002 en Peresbarbosa, 2005).

Los *nortes* son fenómenos constantes e intensos que ocasionan el descenso de la temperatura, estas condiciones tienen un impacto considerable en continente, manifiesto en una actividad erosiva intensa (fluvial, eólico y costera); así como daños severos a la vegetación, en algunos sectores la pérdida es total (desprendimiento de la cobertura vegetal). De acuerdo con Geissert (2006), la dinámica de las dunas costeras se vincula con los vientos generados por los *nortes*.

2.3.2.2. De huracán

La actividad ciclónica está presente en verano y se extiende hasta el mes de octubre. Los vientos son de gran intensidad, provocan oleaje de tormenta (> 4 metros de altura) con efectos erosivos-acumulativos en la costa. Por otro lado, la precipitación intensa tiene un efecto similar continente adentro.

2.3.3. Precipitación

Factor climático cuya frecuencia y duración (estacional-extraordinaria) condiciona la dinámica de fluvial. La precipitación en la zona de estudio varía de 800 a 1200 mm/año y presenta dos periodos de lluvia de acuerdo a la estación del año (Ruiz et al., 2010):

- *Lluvioso (verano)*, de junio a septiembre. La precipitación es de frecuencia alta y abundante, tiene su origen en las ondas del este, tormentas tropicales y huracanes; representa el 78% de la lluvia anual.
- *Seco (invierno)*, de octubre a mayo. Corresponde a la precipitación generada por el paso de los frentes fríos. La lluvia en este periodo representa el 12% de la precipitación anual y son tipo lloviznas (Peresbarbosa, 2005; Ruiz et al., 2010) (Fig. 14).

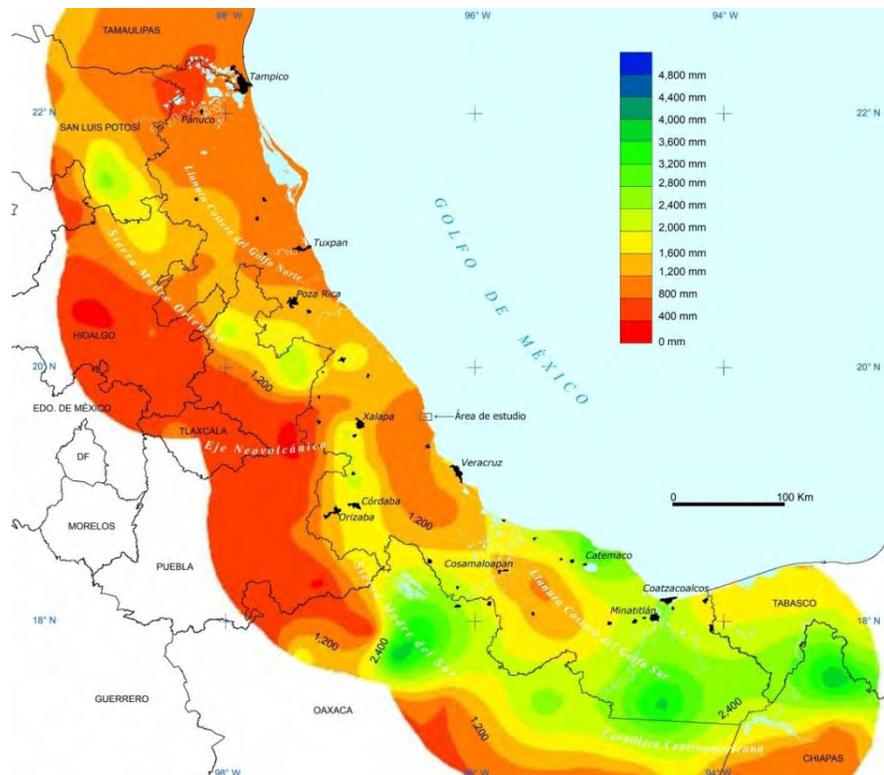


Figura 14. La precipitación en la zona de Farallón (en recuadro) varía de 800 a 1200 mm. La figura muestra las lluvias acumuladas anuales en el estado de Veracruz (Ruiz et al., 2010).

2.3.3.1. En periodo de *nortes*

Es moderada y de baja ocurrencia, la precipitación generada se filtra en el sustrato arenoso, abastece el manto freático y condiciona la movilidad de los detritos en

superficie cuando están húmedos. Estas condiciones, en algunos sectores, favorecen la lixiviación de carbonatos y la fijación de los sedimentos.

INECOL (2015) a través de los datos meteorológicos de la estación CICOLMA, evidencia que la época de *nortes* es seca; los valores históricos máximos reconocidos se registraron en enero de 1983 y en mayo del 2000. En el primer caso la precipitación llegó a 140 mm y para el segundo fue de 313 mm.

2.3.3.2. En periodo de huracanes (ciclónica)

Estos fenómenos son de intensidad considerable, se presentan de forma intermitente y son continuos del 1 de junio al 30 de noviembre (SPC, 2011). En la zona de estudio activan el poder erosivo de los ríos en las montañas y remueven gran cantidad de detritos que tienen como destino final los cuerpos lagunares. En el litoral la remoción de sedimentos que componen las playas, se ven sometidos a una dinámica activa que llega a modificar la morfología de la línea de costa. Es posible que al paso de estos fenómenos las playas sean angostas, con frentes pronunciados y en las barras arenosas definan un paisaje que se denomina como *lagunas interdunares*.

INECOL (2015) considera el periodo de huracanes como cálido-húmedo; los valores históricos de lluvia total máxima, corresponden al mes de agosto de 1991 y a septiembre del 2010. En el primer caso la precipitación llegó a 511 mm y para el segundo fue de 484 mm, causada por la influencia del huracán "Karl".

2.4. Hidrología

La zona de estudio se asocia a la Región Hidrológica Papaloapan y forma parte del extremo NE de esta delimitación (Fig. 15).

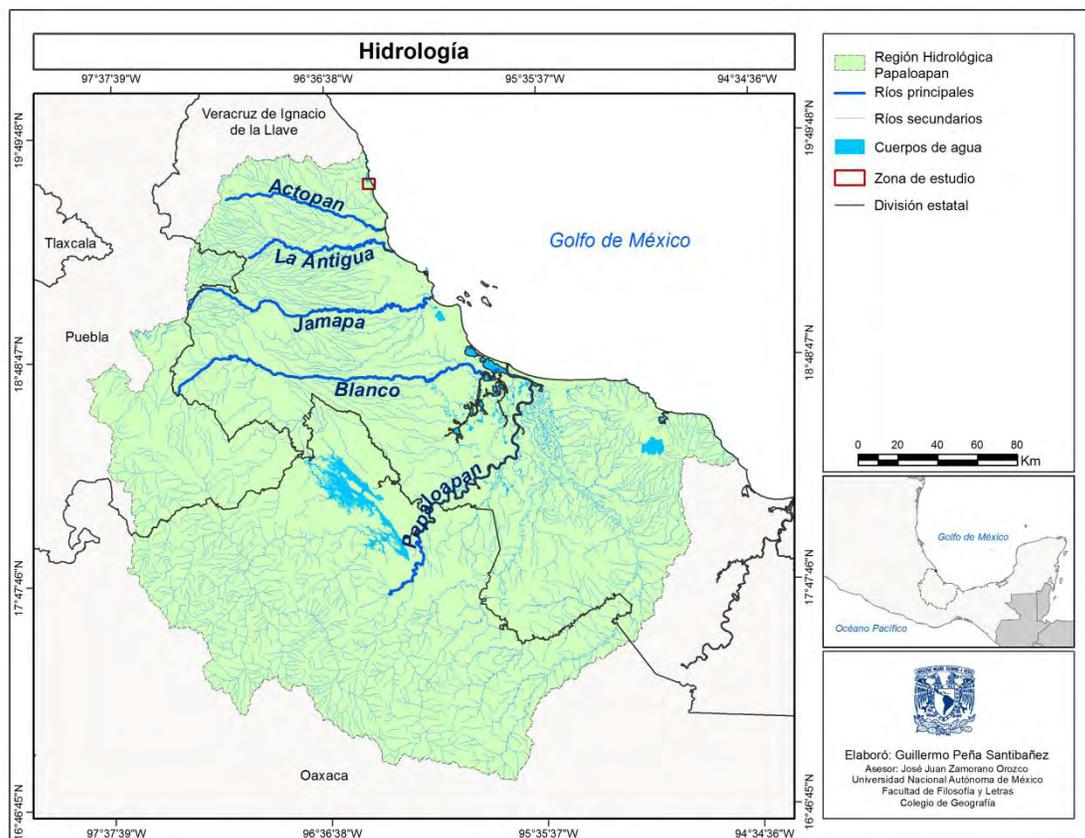


Figura 15. Localización de los principales ríos que integran la Región Hidrológica Papaloapan. En el recuadro rojo se muestra la zona de estudio.

En particular, se trata de ríos estacionales que desembocan en el sector sur de la Laguna el Farallón, estos escurrimientos no tienen nombre y definen una cuenca de 8.66 km². De manera indirecta y en condiciones excepcionales de lluvia, las lagunas El Llano y Farallón pueden unirse, a consecuencia de un importante volumen de agua proveniente del río Mozorongo (W-NW de la zona de estudio). La

cuenca de este fluvio cubre un área de 61.83 km² y drena el sector más distal de la Sierra Chiconquiaco (Fig. 16).

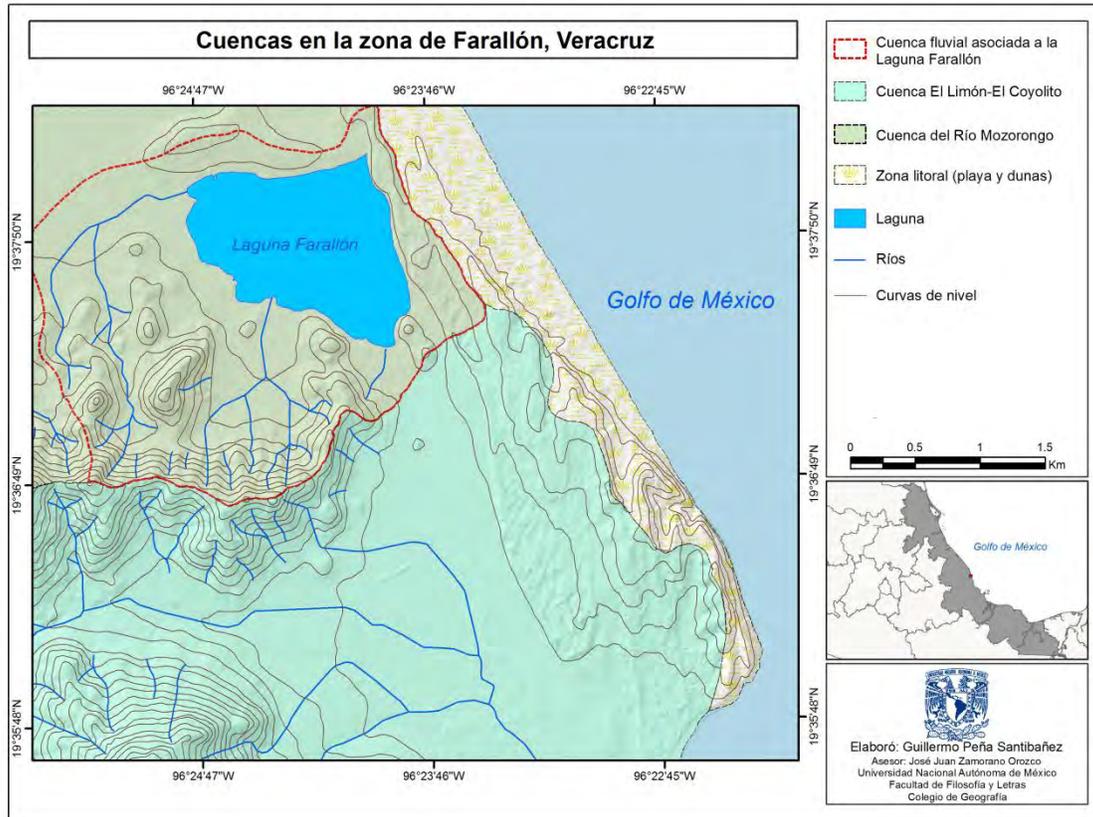


Figura 16. En rojo, escurrimientos asociados a la laguna El Farallón (zona de estudio).

El drenaje se arregla en patrones dendrítico y radial; el primero, es característico de la zona de montaña (sector distal de la Sierra de Chiconquiaco) y se dispone sobre rocas volcánicas antiguas, hecho que favorece la erosión fluvial y la consecuente transformación del relieve. El segundo, es típico de los *cerros* Amaya, Bernardillo y Sombrero, antiguas estructuras volcánicas que han perdido su morfología original. En las llanuras fluviales la configuración del drenaje no es natural, debido a la existencia de canales que se utilizan en el riego de las zonas de cultivo.

2.5. Laguna Farallón

La Laguna Farallón es el nivel base local de los ríos que se localizan en el sector sur de la zona de estudio. En el periodo que comprende de 1995 a 2004 disminuyó 38.3 ha, debido a la sequía en estos años (Fig. 17). Hay que mencionar, que esta reducción se ve reflejada en el mapa geomorfológico de 2007 (ver anexo cartográfico).

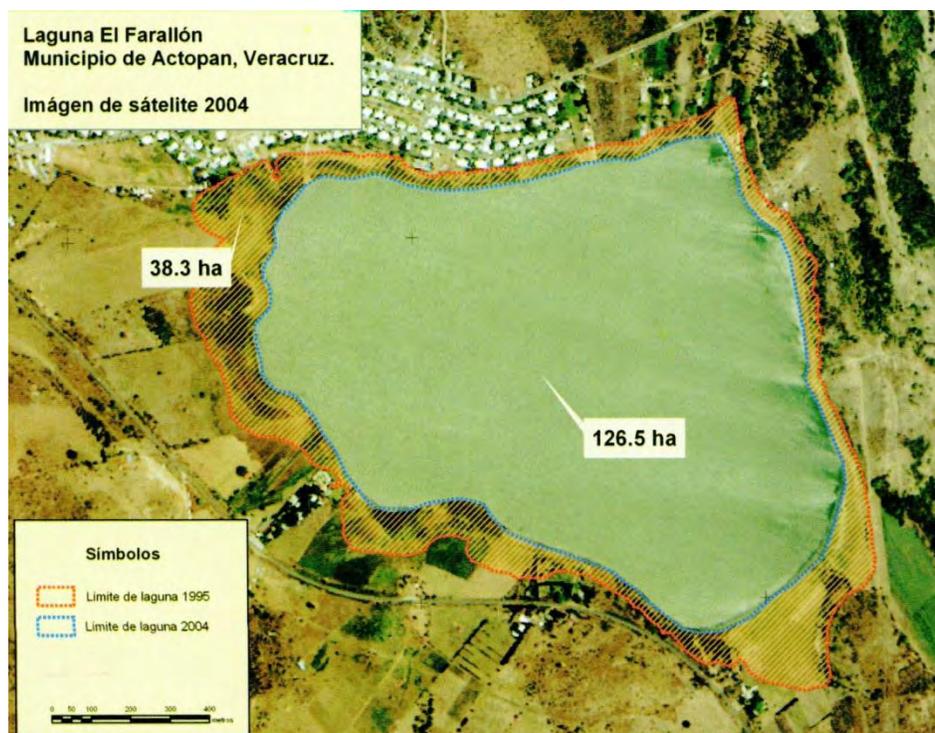


Figura 17. En un periodo de 9 años la Laguna Farallón perdió el 24% de su superficie (Guevara et al., 2008).

La pérdida de la superficie lagunar a causa de un proceso de sequía paulatino conlleva a una evolución del relieve; es decir, se crean condiciones favorables para el aumento en superficie de la llanura aluvial-exlagunar y la reducción del *lagoon* costero. Los cambios y alteraciones en la dinámica hidrológica, han contribuido en el adosamiento de la barra-continente. Esto ha provocado que el

cuerpo lagunar no presente una boca que permita un constante intercambio de sedimentos y agua marina. Esto no significa que no pueda existir en determinadas épocas del año cuando asciende el nivel mareal.

Guevara et al. (2008) mencionan que la deforestación del bosque de mangle que rodea y protege la laguna, ha favorecido que exista una menor disponibilidad de agua en el cuerpo lagunar. A lo anterior, se suma la extracción del líquido para riego de potreros y cañaverales.

En 2010 y 2011, las intensas lluvias originadas por el huracán “Karl” y por la tormenta tropical “Arlene”, respectivamente, contribuyeron con la recuperación areal de la Laguna Farallón. El proceso principal, fue la captación de la precipitación y la activación de los ríos estacionales asociados a la cuenca, que drenaron del líquido a la laguna (Hernández et al., 2010).

En 2016, la Laguna Farallón ha recuperado 0.12 km² de la superficie perdida en 2007 y 0.18 km², con respecto, a 1994 (SIAP, 2016) (ver anexo cartográfico).

2.6. Vegetación

La carpeta vegetal se analiza a partir de los estudios realizados por Guevara et al. (2008), en donde los principales tipos de vegetación en el área de estudio son los siguientes (Fig. 18).

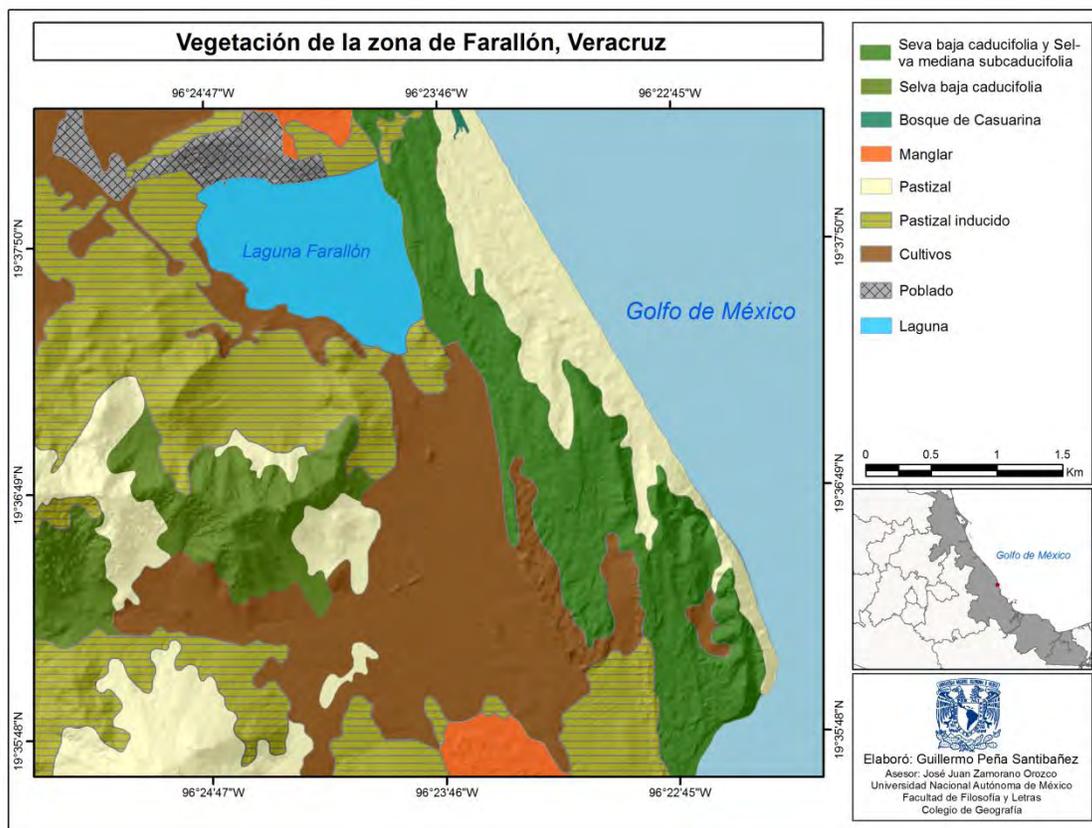


Figura 18. Mapa de vegetación y uso de suelo en la zona de estudio (Guevara et al., 2008).

Selva baja caducifolia y *selva mediana subcaducifolia*: La primera de esta asociación, es la más extensa en la zona de estudio, se caracteriza por estar constituida de árboles pequeños que pierden sus hojas durante la época seca del año, tienen desarrollo en territorios donde la desertificación se favorece por la existencia de un clima con lluvias escasas. Las especies que son características en la región son la pata de elefante (*Beaucarnea*), el granadillo (*Phitecellobium*), amancay (*Thevetia peruviana*) y caracochila (*Karwinskia humboldtiana*) (Acosta, 1986 en Morales y Guzmán, 1994). Todas ellas se localizan sobre la vertiente interior de la barra litoral, en el promontorio y en el extremo sureste de la zona de estudio, sobre sedimentos marinos litificados (*Beach Rock*) (Fig. 19).

La selva mediana subcaducifolia, la segunda de este conjunto es una comunidad arbórea similar en apariencia y estructura a la unidad anterior, esto demuestra un vínculo muy estrecho. Se caracteriza por presentar una importante densidad y altura en los individuos que la componen (20 m de altura: Fig. 20). Las especies más representativas son el matapalos (*Ficus spp*), el palo mulato (*Bursera simaruba*) y el ramón (*Brosimum alicastrum*). Son características de las zonas acantiladas, se presenta como vegetación de galería a lo largo de los ríos y del borde lagunar. Hay que mencionar que las comunidades que presentan un mejor estado de conservación, se sitúan en terrenos con inclinaciones fuertes (edificios volcánicos y acantilados), que poseen bancos de especies agresivas y adaptadas a las condiciones de sequía y movimiento de arena (Guevara et al., 2008).



Figura 19. Selva baja caducifolia en la Playa El Paraíso, porción sureste del área de estudio (Mayo, 2014).



Figura 20. Selva mediana subcaducifolia sobre terrenos altos acantilados en el extremo sureste de la zona de estudio (*Beach Rock*) (Mayo, 2014).

Selva baja caducifolia: Trata de una comunidad arbórea con individuos entre 3 y 8 metros de altura, predominan especies como el viejito (*Cephalocereus palmeri*) y cabellos de ángel (*Pseudobombax ellipticum*); en el estrato arbustivo se

encuentran la *Bernardia interrupta* y la *Fraxius schiedean*; el herbáceo, está representado por la lengua de ciervo (*Microgramma nítida*) y la hoja de piedra (*Anthurium schlehtendalii*). En general, este mosaico vegetal está bastante fragmentado y cada vez se ve más transformado para el uso de pastizales y cultivos (Castillo-Campos et al., 2007). Presenta desarrollo en el gradiente altitudinal de 80 a 200 m, dato aproximado; hay que mencionar, que se distribuye tierra adentro a una distancia de hasta 3.5 km, respecto con la línea de costa. Tiene desarrollo en las elevaciones montañosas aisladas, sobre todo en las vertientes que se orientan al sur y en pequeños sectores de la llanura aluvial (centro sur).

Bosque de casuarina: Es un tipo de vegetación arbórea que ha sido introducida, se trata de individuos de tamaño mediano (15 m de altura), siempre verde y de crecimiento rápido (Fig. 21), que se cultiva en terrenos arenosos (dunas) con el fin de evitar su movimiento y en áreas de desecho de construcción (Parrotta, 1993).



Figura 21. Bosque de Casuarinas en la anteproyecto al noreste del área de estudio. (Mayo, 2014).

Manglar: Se presenta como una formación vegetal densa y arbórea de altura variable (1 a 15 m), en donde es notoria la presencia de especies herbáceas y enredaderas. Este tipo sustrato se desarrolla en condiciones salobres y se vincula con zonas de inundación persistente; el conjunto, funciona como barrera protectora de la costa en tormentas y mareas extraordinarias.

Las especies más representativas son el mangle colorado (*Rhizophora mangle*), el blanco (*Laguncularia racemosa*) y el negro (*Avicennia germinans*). Este tipo de vegetación se presenta en dos localidades, la primera al sur de la Laguna El Llano. La segunda es más extensa y tiene desarrollo en el sector N-NE de la Laguna La Mancha (Hernández et al., 2006).

Pastizal: Trata de comunidades dispersas y escasas que tienden a desaparecer en condiciones de poca humedad. Las especies más representativas se conocen como la riñonina de la mañana (*Ipomoea pes-caprae*), el haba de bahía (*Canavalia maritima*), el bejuco (*Ipomea stolonífera*), copalchi (*Croton punctatus*), oreja de mula (*Palafoxia lindeni*), colladon (*Chamaescrista chamaescristoides*) y el pasto amacollado (*Schizachyrium scaparium*) (Fig. 22). Todas las anteriores, forman una cubierta de especies herbáceas y arbustivas consideradas como vegetación pionera que tiene desarrollo en suelos arenosos salinos, pobres en elementos minerales, materia orgánica y aspersion salina.



Figura 22. Riñonina de la mañana (*Ipomoea pes-caprae*) sobre la playa alta (Mayo, 2014).

Existe otra cobertura de pastizal natural conocida en la zona de estudio como *acahual-pastizal*, es una combinación indistinta de las cuatro especies antes mencionadas con las siguientes variedades de acahual: la changunga (*Byrsonima crassifolia*) y la mirasol (*Cochlospermum vitifolium*). Este tipo de asociación se vincula con una regeneración natural rápida, aspecto que se ve favorecido por su cercanía con áreas de vegetación natural (Tomlinson et al., 1996). Esta comunidad es característica de las vertientes orientadas al norte de las elevaciones montañosas aisladas.

Pastizal inducido: Se definen como una estructura vegetal abierta que ha sido implantada por su alto rendimiento alimenticio para la ganadería; se encuentra

intercalada con palmas (*sabal mexicana*) e individuos arbóreos (*Crescentia alata* y *Xilosma flexuosa*), que han sido plantados para dar sombra al ganado. Existen otras especies como el pasto estrella (*Cynodon plectostachyus*), pasto alemán (*Echinochloa piramidales*), barbas de indio (*Andropogon bicornis*), pata de gallina (*Eleusine indica*), todos ellos con desarrollo en las zonas planas e inundables (NW y SE), en las superficies aluviales y exlagunares, todos ellos son aprovechados en el pastoreo del ganado. En las elevaciones montañosas el ganado es alimentado con el pasto rabo de mula (*Panicum máximum*), sobre todo en la vertiente de las elevaciones montañosas del SW de la zona de estudio (Guevara et al., 2008).

Cultivos: Son representativos de la llanura aluvial y algunos sectores de las superficies exlagunares. En ellas la agricultura es de temporal y los cultivos principales son maíz, frijol, tomates, mango, coco y caña de azúcar (Fig. 23).



Figura 23. Cultivo de mango en el *Centro Ecoturístico La Mancha*, al sur del área de estudio (Mayo, 2014).

2.7. Suelos

Travieso-Bello y Campos (2006) tomando los criterios taxonómicos de la FAO-UNESCO, mencionan la existencia de ocho tipos de suelo en la zona de estudio (Fig. 24). A continuación se describen las características principales:

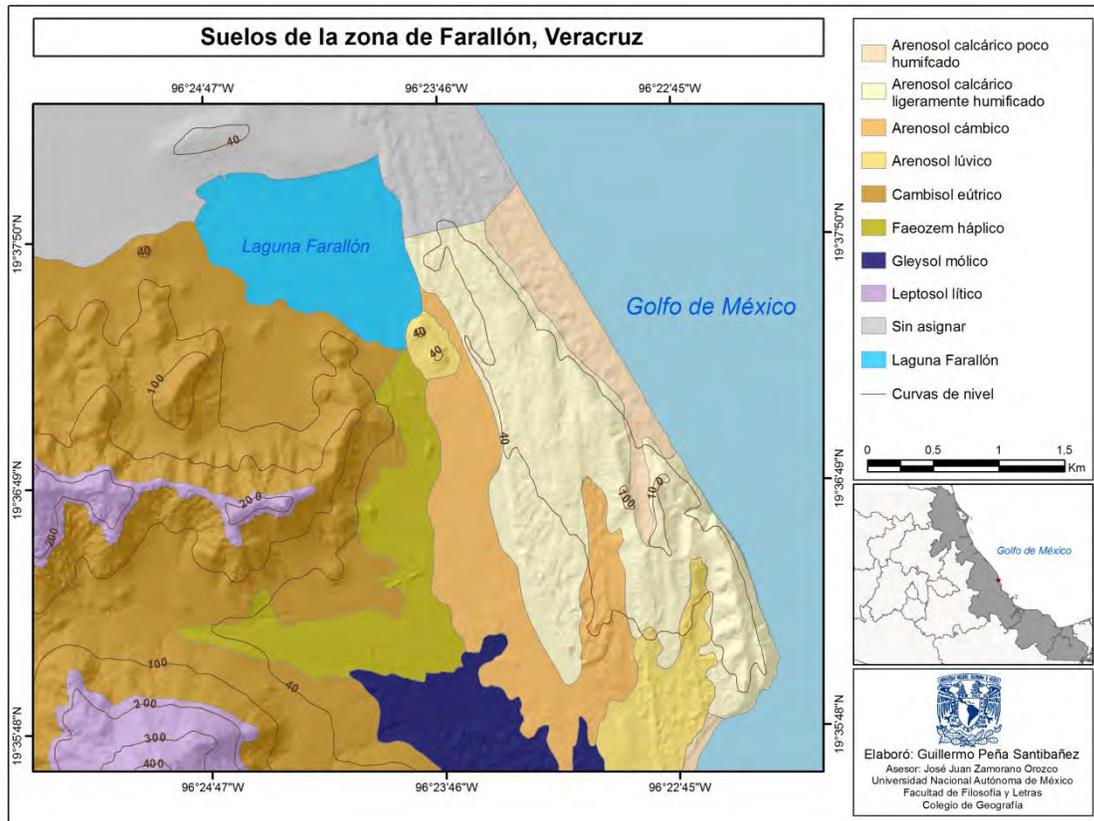


Figura 24. Distribución de tipos de suelo en la zona de Farallón (Travieso-Bello y Campos, 2006).

Los arenosoles son los suelos de mayor interés en la zona de estudio por el área que ocupan, este tipo de sustrato se desarrollan sobre materiales no consolidados y se caracterizan por ser de textura gruesa con más de 65% de arena en el primer metro de profundidad, tienen alta permeabilidad y muy baja capacidad de

retención de agua; son parcialmente removidos por acción eólica y aparecen sobre morfologías de playa, barras, dunas y planicies exlagunares y fluviales.

I. Arenosol calcárico poco humificado

Este sustrato contiene fragmentos biológicos de tipo calcáreo marino finos (conchas, moluscos y exoesqueleto de artrópodos), y minerales de origen volcánico (augita, vidrio microlítico de andesita y fragmentos de basalto), tiene desarrollo entre 20 y 50 cm de espesor (desde la superficie), su coloración es gris-amarillenta (Geissert y Dubroeuq, 1995). Se caracterizan por un bajo contenido de nutrientes y la vegetación que soporta se ve sometida a estrés hídrico. Se localizan en la porción NE de la barra litoral y ocupa una superficie de 0.80 km².

II. Arenosol calcárico ligeramente humificado

En este tipo de sustrato tienen una menor presencia de fragmentos biológicos calcáreos marinos, debido a que se encuentra más alejado de la fuente principal de aporte (oleaje y corrientes); a diferencia del anterior, este tipo de suelo presenta una cobertura vegetal y una cantidad mayor de residuos orgánicos. Se localizan sobre la vertiente interior de la barra litoral, en las salientes rocosas y en el extremo sureste de la zona de estudio; comprenden un área de 3.67 km².

III. Arenosol cámbico

Son terrenos arenosos de textura gruesa que ha presentado cambios en su composición física, presenta una incipiente compactación característica que hace que este sustrato no esté disperso; por tanto, desarrolla terrones en el subsuelo de

hasta 15 cm de espesor. El espesor promedio que alcanza este tipo de suelo es de 25 cm de profundidad, presenta una fertilidad baja debido a su poco desarrollo y a su alta permeabilidad. Se localizan en las llanuras aluviales y exlagunares, en la porción central y sur del área de estudio; cubren un área de 2.05 km².

IV. Arenosol lúvico

Este tipo de suelo es arenoso y ha estado sometido a un proceso de lavado de arcillas en los horizontes superiores, que han migrado y se han acumulado a mayor profundidad. Esta característica condiciona una gran potencialidad para el desarrollo de cultivos, por su moderado estado de alteración y alto grado de saturación de bases (> 50% en el primer metro de profundidad). Tienen desarrollo sobre materiales no consolidados (eólicos y coluviales). Estos suelos retienen la humedad y contienen mayor cantidad de materia orgánica que el resto de los arenosoles. Se localizan en el sector SE de la Llanura aluvial-exlagunar y al SE de Laguna El Farallón, presentan una superficie de 0.89 km².

V. Cambisol eútrico

Son suelos jóvenes poco desarrollados, a su interior tienen una capa con terrones que presentan vestigios del tipo de roca subyacente y son exuberantes en nutrientes asociados con los carbonatos de calcio, manganeso y arcillas. La consistencia del suelo en mojado es plástica y adhesiva, con retención de humedad alta y permeabilidad baja. Es susceptible a procesos de compactación y erosión. Se localizan en las partes medias y bajas de las elevaciones montañosas

aisladas y en el sector W de llanura aluvial, en la zona de estudio son los suelos de mayor extensión (8.20 km²).

VI. Faeozem háplico

Son suelos oscuros con abundante materia orgánica y nutrientes, los cuales son apropiados para soportar una gran variedad de cultivos de regadío y de pastizales. La profundidad que presentan es variable, ésta es mayor, cuando se encuentran en terrenos planos y menor en laderas o pendientes abruptas. El material original lo constituye un amplio rango de materiales no consolidados, presenta una consistencia ligeramente friable cuando está húmedo y plástica-adherente cuando está mojado. Es típico de las superficies aluviales, exlagunares y presenta un área de 1.54 km² (Travieso-Bello, 2000).

VII. Gleysol mólico

Se trata de un sustrato arcilloso que se caracteriza por acumular y retener agua la mayor parte del año, dentro de los primeros 50 centímetros de profundidad. Son característicos de las llanuras y pantanos; presentan una tonalidad variable de grises y azul-verdosos. En la zona de estudio presentan propiedades gleicas, estágmicas y se encuentran inundados aproximadamente cinco o seis meses al año, lo que favorece un proceso de humidificación condicionado por una anaerobiosis prolongada. Estas condiciones son típicas de los terrenos asociados con la Laguna La Mancha (centro-sur de la zona de estudio). Hay que mencionar que en la época de estiaje este tipo de suelo se agrieta y es susceptible a la

compactación, por lo que no se recomienda para las actividades agropecuarias. El área que ocupa en la zona que se estudia es de 0.06 km².

VIII. Leptosol lítico

Presenta horizontes delgados, raíces finas y abundantes con actividad biológica alta; en su mayoría son susceptibles a la erosión, se encuentran alternados con abundantes fragmentos de roca (contacto lítico) en sus primeros 50 cm de suelo, por lo que dificulta las actividades agropecuarias, cultivos arbóreos y pastos. En la zona de estudio se localizan en el sector W, en las porciones altas de las elevaciones montañosas aisladas, representan 1.35 km².

2.8. Régimen marino

Las condiciones oceanográficas (mareas, oleaje y corrientes marinas) determinan fases erosivas y acumulativas, decisivas en la configuración morfológica del litoral; es decir, desde el frente de playa hasta la zona de dunas costeras.

2.8.1. Mareas

Son oscilaciones periódicas en el nivel medio de aguas estabilizadas de océanos, mares, lagos y lagunas (Komar, 1998). A corto plazo crean un efecto impulsor sobre el oleaje que amplía la eficacia de los procesos erosivos y acumulativos.

La zona de estudio presenta un tipo mareal mixto con predominio diurno de poca amplitud, inferior a 1 m, esta dinámica se debe a la morfología que presenta la plataforma continental en este sector (amplia con inclinación suave) (De la Lanza y Cáceres, 1994). La variación anual promedio es de -0.0504 a +0.0892 m,

condición que favorece el adosamiento de la barra que permite la protección del *lagoon* costero: El Farallón (UNAM, 1990).

2.8.2. Oleaje

Es el agente fundamental en la sedimentación de depósitos arenosos en la superficie de la playa (Martínez y Flor, 1991). En la zona de estudio predomina un oleaje de tipo abrasivo-acumulativo (Ortiz y de la Lanza, 2006), la playa Farallón desarrolla una incidencia de oleaje paralelo a la línea de costa (impacto directo), lo que favorece la formación de corrientes divergentes y de retorno, que arrastran materiales hacia el dominio marino (corrientes de resaca) (Geissert, 2006).

Ortiz (1996) determinan cuatro tipos de oleaje presentes en la costa del Golfo, todos ellos se reconocen en la zona de interés y se explican a continuación:

- *Oleaje de brisa marina*: se asocia con los vientos locales y son de energía moderada sobre el borde litoral externo. Las olas se presentan en periodos regulares (5-7 seg) con crestas que oscilan alrededor de 1.5 m de altura. Su constante acción se encarga del depósito de sedimentos en la línea de playa.
- *Oleaje en lagunas costeras o de aguas protegidas*: presenta un periodo muy corto (2 a 3 seg) con olas de 0.5 metros de altura y son características del *lagoon* costero (Laguna El Farallón).
- *Oleaje de tormenta en periodo de nortes*: son olas con altura > 4.5 m que inundan el frente de playa y transportan sedimentos en diversas direcciones sobre la barra litoral. El oleaje al ser de corta duración y gran magnitud, condiciona procesos erosivos-acumulativos que definen el perfil topográfico de

la playa. La erosión mecánica de este tipo de oleaje sobre el acantilado crea socavación en la base del talud (cavitación-colapso) y moviliza material desprendido.

➤ *Oleaje de tormenta en periodo de huracanes*: es similar en intensidad y magnitud al tipo de oleaje mencionado en el inciso anterior y solo lo distingue la altura del oleaje (> 4 m).

2.8.3. Corrientes marinas

Ortiz et al. (2010) mencionan que las corrientes litorales en la costa de Veracruz desarrollan una dinámica eficaz en el modelado de las playas, incluida la de Farallón. A continuación se mencionan los patrones que desarrollan las corrientes a lo largo del año:

➤ Asociado a los *nortes*. Los vientos con velocidades > 140 km/h generan corrientes superficiales de 15.4 km/h, dato aproximado. En este periodo el nivel del mar puede aumentar hasta 15 cm, debido a la acumulación de agua, este fenómeno se conoce como *transporte de Ekman*.

➤ De vientos locales de verano o *suradas*. Su temporalidad es de un mes con una velocidad de 80 km/h. A ellas se debe la existencia de corrientes superficiales de 8.8 km/h con ligeras variaciones que son responsables del transporte de sedimentos en verano.

➤ De transición. Se relacionan con el cambio de dirección del viento de *nortes* a *suradas* o viceversa, esta dinámica está presente a principio de año y a ella

se atribuye el depósito de material eólico sobre la costa y el continente cercano a ello. La dirección que presenta el viento en este periodo es E-W.

La dinámica de las corrientes marinas en este territorio se explica por la divergencia de corrientes; es decir, hacia el norte (surgencias) y hacia el sur (hundimientos). Este fenómeno ocurre a la altura del paralelo 20°N, cerca de la ciudad de Tecolutla.

El análisis de las características físicas y los vínculos que existen entre ellos en la zona de estudio, fue el objetivo principal de este capítulo. A partir de esta revisión fue posible visualizar la importancia de la fisiografía en la región de Farallón; de esta manera se identificaron los elementos de la naturaleza que tienen influencia en esta región.

Con base en lo anterior, fue posible caracterizar los principales elementos del clima que están involucrados en la evolución geomorfológica de la llanura costera. En este sentido, el factor más importante desde el punto de vista geomorfológico es el viento en sus modalidades de *nortes* y huracanes. La precipitación es de gran influencia en la dinámica fluvial-lagunar, que da como resultado la estabilización de la porción interior de la barra, además de representar la última expresión morfológica de los procesos eólicos y marinos.

La distribución de la vegetación tiene un papel importante en los procesos de la dinámica eólica; es decir, su función es la fijación del sustrato o la atenuación de la influencia del viento sobre detritos poco consolidados. Hay que mencionar que las asociaciones vegetales más complejas, se disponen en superficies en donde los

suelos tienen un mayor desarrollo, esta característica puede tomarse como el reflejo de superficies más estables, es decir, en donde la baja intensidad de la erosión permitió el desarrollo de suelos.

Por último, el régimen marino también tiene su participación en la evolución del relieve, en particular, condiciona fases de erosión/deposito en la línea de playa y determina los rasgos morfológicos de la barra litoral. El análisis de todos estos factores, permitió tener una aproximación de la evolución del terreno, a partir del análisis del medio natural.

Capítulo III. Geología

El presente apartado, tiene por objetivo identificar y conocer la dinámica tectónica y las secuencias litológicas que caracterizan al Golfo de México y la Planicie Costera, con el fin de entender estas mismas condiciones a una escala local; región de Farallón.

En este sentido, es importante mencionar que existe un vínculo entre litología (tipos de roca y acomodo de los materiales) y la tectónica (fallas y plegamientos). Esta relación se refleja en la morfología del relieve; hay que mencionar que su expresión es resultado de la interacción erosión-acumulación, como respuesta de las condiciones específicas de la naturaleza.

El estado de Veracruz cubre una superficie aproximada del 70% de la Planicie Costera del Golfo de México. La entidad exhibe una amplia variedad de rocas y sedimentos con características, edades y composiciones diferentes (López-Ramos, 1989). Las más antiguas son de edad Paleozoica y representan el basamento sobre el cual sobreyacen secuencias sedimentarias del Cretácico Superior. El Cuaternario, está representado por acarreos continentales y marinos (SPC, 2011).

3.1. Tectónica y Geología Regional de la Planicie Costera del Golfo México

La dinámica y la evolución tectónica del Golfo de México a través de su historia geológica, se refleja en la configuración de las secuencias sedimentarias y estratigráficas que existen en esta porción del país. La aparente falta de

sismicidad en los sectores E y SW, hacen que este territorio sea considerado dentro de un margen continental pasivo.

En contraparte De Cserna (1981); Malpica (1987); Suter (1987); y Malpica y Silva (en prensa) concuerdan en que la Planicie Costera del Golfo (PCG) y el sector occidental del Golfo de México, no corresponden en su totalidad a un margen continental pasivo, sino que están sujetos a una tectónica de bloques fallados (*rifting*) que se encuentran activos. La evidencia de esto es la Cordillera Ordóñez (cinturón plegado), localizada en el talud continental, y dispuesta en forma paralela a la línea de costa (Bryant et al., 1968) (Fig. 25). En este marco, Buffler et al (1979) señalaron la presencia de cabalgaduras en la Cordillera Ordóñez que forman estructuras imbricadas con tendencia estructural (*vergenz*) hacia el oriente y un sistema de fallas de crecimiento al W de la cordillera. Otro punto a favor de esta idea, es la existencia de presiones extraordinarias en los pozos petroleros de la región; este fenómeno De Cserna (1981) lo pone como una evidencia de condiciones tectónicas de compresión que están presentes en la actualidad.

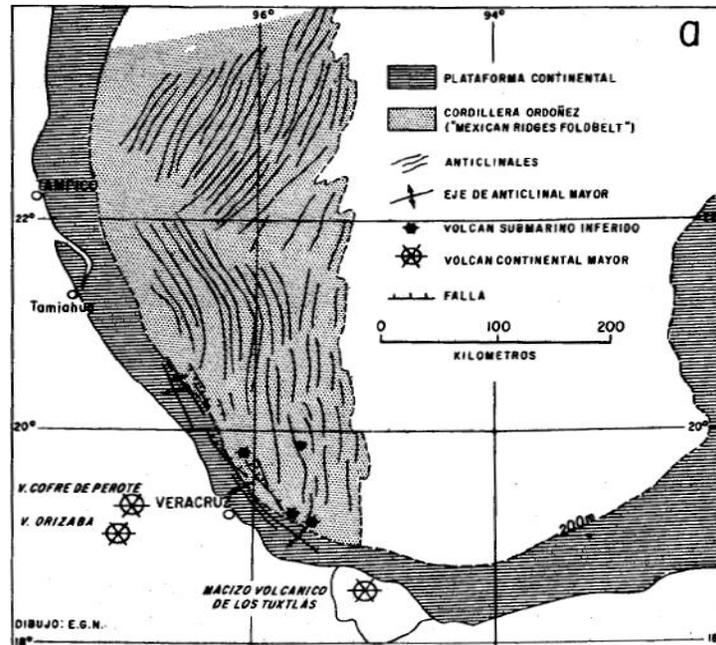


Figura 25. Estructuras tectónicas representativas del Golfo de México (De Cserna, 1981).

3.1.1. Evolución tectónica del Golfo de México y Planicie Costera.

La historia tectónica del Golfo de México (GM) se explica a partir de un proceso de rifto-génesis continental en el sector sur de la Placa Norteamericana, este evento fue responsable de levantamientos y hundimientos del basamento, en el Triásico Tardío (~208 Ma) y Jurásico Medio (~168 Ma). Este fenómeno favoreció la etapa de deriva entre las placas de Norteamérica y Suramérica, situación que termina a principios del Cretácico (Pindell, 1985).

Existen numerosos modelos que explican la configuración y la dinámica de la tectónica regional del GM. De todos ellos, el de más aceptación corresponde a Freeland y Dietz (1971), que es una adaptación del realizado por Bullard (1965) (Fig. 26). En donde, a través de siete eventos tectónicos se explica el desarrollo del GM y Mar Caribe (Fig. 27). Esta variante inicia su argumento, al mencionar que

Yucatán, Oaxaca, Honduras y Nicaragua se localizaban bajo un basamento pre-mesozoico. En el Mesozoico-Cenozoico, el Istmo de Panamá y las Antillas surgieron como neocratones (nuevos continentes). Dentro de este marco, el SE de las Bahamas se movió hacia el E, a lo largo de una falla transforme que se localizaba entre el actual estrecho de Florida (Fig. 27-A).



Figura 26. Formación del Golfo de México de acuerdo con Bullard (1965), para el Mesozoico Temprano. Bajo este criterio, América Central y el sureste mexicano estaban por debajo de América del Sur.

Durante el Triásico Tardío (~190 Ma.), se inicia la formación del proto-atlántico norte, este proceso causa la separación de Norteamérica y Suramérica (Fig. 27-B); en ese momento, el polo de rotación estaba situado cerca de lo que en la actualidad es España. Debido a esto Norteamérica giro en un ángulo de 10° , en el sentido de las manecillas del reloj. En este periodo, Suramérica todavía permanecía unida a África. Hay que mencionar que el movimiento de la placa formó una falla lateral izquierda, que favoreció la migración del bloque de las Bahamas hacia el NE, este suceso provoco la formación del Golfo de México en

donde los bloques de Yucatán y Honduras giraron como una unidad, cerca del Istmo de Tehuantepec.

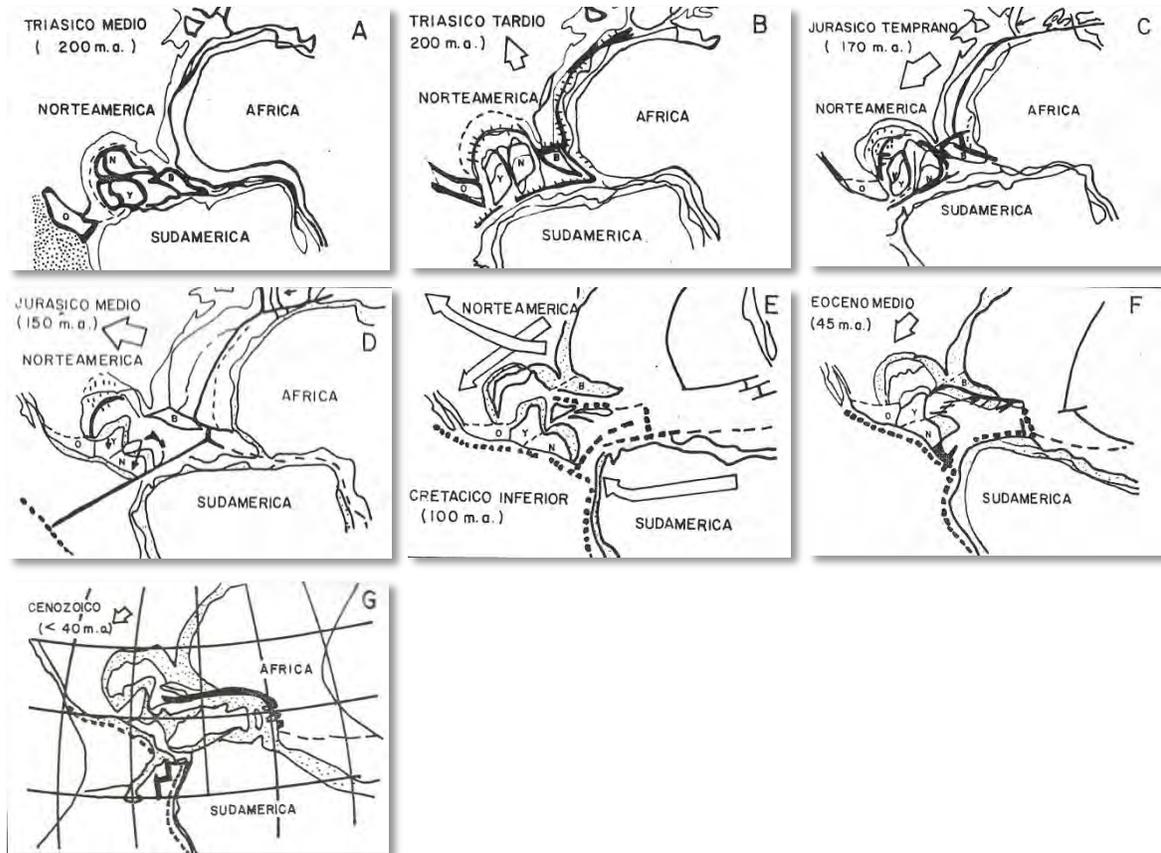


Figura 27. Evolución geotectónica del Golfo de México y Mar Caribe durante el Mesozoico-Cenozoico (Freeland y Dietz, 1971).

El proceso de apertura del Golfo de México continuó durante todo el Jurásico, al mismo tiempo el cratón de Yucatán-Nicaragua comenzaba a romperse, dando lugar a la formación del Golfo de Honduras; por su parte, el cratón de las Bahamas se dirigía en dirección E. Hay que mencionar que en este periodo las cuencas oceánicas eran muy pequeñas y la mayoría de ellas no tenían conexión con el océano mundial, hecho que provocó una alta evaporación que dio origen a las estructuras evaporíticas salinas que existen en la actualidad (Fig. 27-C).

En el Jurásico Medio (~168 Ma), el Golfo de Honduras ya presentaba su fisionomía actual y estaba completamente formado, los bloques de Yucatán y Nicaragua ocuparon su posición actual respecto a Norteamérica, mientras que el Golfo de México continuaba su desplazamiento y apertura (Fig. 27-D). Posteriormente, en el Jurásico superior (~145 Ma.) la sedimentación continental estuvo totalmente controlada por los procesos tectónicos distensivos (Padilla, 2007).

El periodo final del Cretácico Inferior (~113 Ma) se caracteriza por la separación de África y Suramérica, este evento da origen a la formación de la placa del Caribe que se dirigió al W junto con la Suramericana. Al mismo tiempo Nicaragua se separa de Suramérica, se establece una conexión con el Pacífico y favorece el *crecimiento* del Mar Caribe (Fig. 27-E).

La cuenca del Caribe alcanzó su aspecto moderno a finales del Eoceno Medio (~45 Ma); hay que mencionar, que el proceso más importante fue la interacción entre las placas de Norteamérica y Suramérica con el Bloque Caribeño; todas ellas, este proceso duró hasta el Terciario (Fig. 27-F).

Dentro de este marco, hay que mencionar que la deriva de Norteamérica fue mayor que la de Suramérica, esto condicionó que la región del Caribe se definiera como un territorio *más cerrado*.

En el Cenozoico (~66-0.01 Ma) continuaron los movimientos diferenciales de las dos placas americanas; en la actualidad, son unidades distintas y están separadas

por la falla Caimán-Puerto Rico, de tal modo que el Golfo de México pertenece a la Placa Norteamericana y la región del Caribe a la Suramericana (Fig. 27-G).

La tectónica en el Golfo de México durante el Neógeno, se refleja en un proceso continuo de sedimentación a lo largo de lo que sería la plataforma del GM, estos materiales provienen de una intensa erosión continental. Al respecto Rodríguez y Morales (2010), argumentan que durante este periodo la tierra firme estaba afectada por esfuerzos corticales de plegamiento y fallamiento; al mismo tiempo, la Sierra Madre Oriental fue emergiendo y al pie de la misma, se formaba una serie de cuencas y subcuencas, como respuesta del rompimiento del basamento. Los sedimentos se distribuyeron en forma de abanicos submarinos que rellenaron las cuencas terciarias; formando así, la Planicie Costera.

Las depresiones marginales se hundían de manera intermitentemente y eran rellenadas con sedimentos provenientes de la Sierra Madre Oriental. Los depósitos variaban desde litorales, marinos someros y profundos, en dependencia de la actividad tectónica local (Aguayo y Trápaga, 2001).

3.1.2. Columna estratigráfica de la porción centro de la Planicie Costera del Golfo.

En la elaboración de este apartado se han tomado los criterios de Rodríguez et al (2011), con el fin de analizar la litología, disposición y temporalidad de los materiales que conforman la Planicie Costera del Golfo (PCG). El punto de partida es el mapa geológico del estado de Veracruz (Fig. 28), documento que proporciona una visión regional de la porción central de la PCG, y a continuación se explica:

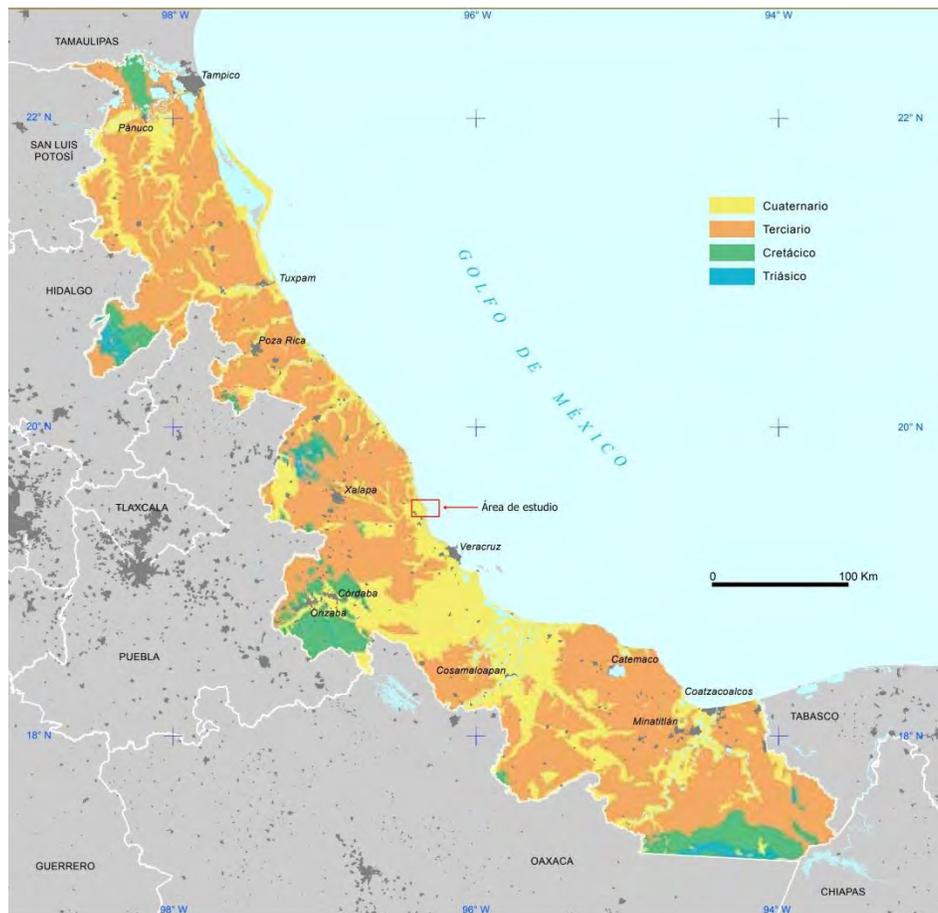


Figura 28. Mapa Geológico del Estado de Veracruz. La zona estudio aparece en un recuadro rojo y a esta escala, la edad varía de Terciario a Cuaternario; volcánicas y detritos fluviales-eólicos, respectivamente. (Rodríguez y Morales, 2010).

Paleozoico (> 545-250 Ma)

Las rocas más antiguas son del Paleozoico Inferior (~545 - 447 Ma) y se encuentran en la región de Huayacocotla al NW del estado de Veracruz, aquí afloran rocas metamórficas constituidas por gneises, esquistos y metaconglomerados (Moran-Zenteno, 1984).

La litología del Paleozoico Superior (~299 - 251 Ma) también se presenta en Huayacocotla, a partir de una secuencia alternante de lutitas, areniscas y

metaconglomerados (Carrillo-Bravo, 1965; COREMI, 1994). También existen otros afloramientos de este periodo con una estratigrafía diferente en donde predominan las filitas y esquistos ricos en biotita. Los cortes característicos se localizan en las cercanías de Altotonga, porción central del estado de Veracruz.

Por su parte, Mossman y Viniegra (1976) mediante estudios geofísicos indican que el basamento Paleozoico de la PCG presenta una configuración irregular, con cierto grado de inclinación hacia la costa del Golfo de México (Fig. 29).

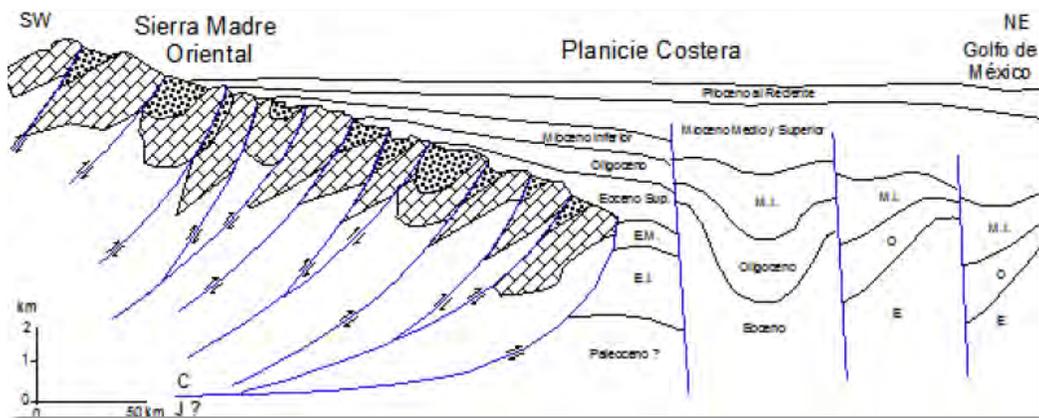


Figura 29. Sección estructural de la Planicie Costera del Golfo de México (estado de Veracruz); se muestra la configuración inclinada del basamento y la estratificación de la PCG hacia el oriente. MI: Mioceno Inferior; O: Oligoceno; E: Eoceno; C: Cretácico; J: Jurásico. Modificado de Mossman y Viniegra (1976).

Mesozoico (250-65 Ma)

Las rocas del Mesozoico se encuentran distribuidas a lo largo y ancho de todo el estado de Veracruz, cubren discordantemente las rocas del basamento Paleozoico. La columna estratigráfica se dispone hacia el Golfo de México con fallas distensivas, con rumbo NW-SE (Carrasco-Núñez, 2006; Mossman y Viniegra, 1976).

La secuencia mesozoica inicia en el Triásico (~251 - 199 Ma), están representadas por una secuencia de origen continental formada de areniscas, limonitas, conglomerados cuarcíticos (color gris), lutitas y lodolitas (color rojo y café). Estas últimas se conocen como los *lechos rojos* de la Formación Huizachal. Hay que mencionar, que los procesos de erosión en estas rocas sedimentarias ha producido una morfología de montañas escarpadas, cortadas por barrancas muy profundas (Carrillo-Bravo, 1965).

Durante el Jurásico Inferior (~199 - 175 Ma) tienen desarrollo una trasgresión marina, éste evento dio lugar a la sedimentación de una secuencia arcillo-arenosa conocida como Formación Huayacocotla, constituida por una alternancia de lutitas y areniscas con gran contenido de fósiles (amonitas) (Carrillo-Bravo, 1971).

En el Jurásico Medio (~175 - 161 Ma) y Superior (~161 - 145 Ma) continuó el depósito de sedimentos terrígenos en ambientes marinos con un predominio de secuencias de lutitas, areniscas y conglomerados.

Durante el Cretácico (~145 - 65 Ma) tuvieron desarrollo potentes espesores de depósitos calcáreos que formaron importantes bancos de calizas, estos afloran entre Tlapacoyan y Orizaba. Las reconstrucciones paleogeográficas han definido esta estructura como la Plataforma de Córdoba. Hay que mencionar que su sector occidental está expuesto y forma parte de la Sierra Madre Oriental, mientras que el sector E se encuentra sepultado bajo la Planicie Costera del Golfo (González-Alvarado, 1976) (Fig. 30).

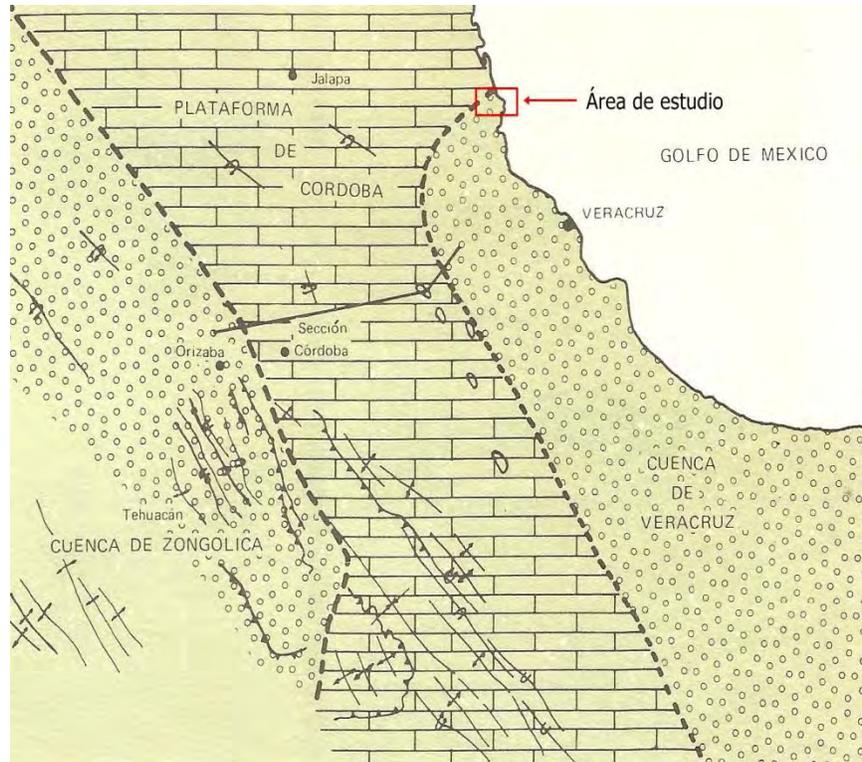


Figura 30. Mapa geológico de la Plataforma de Córdoba (PC), Cuenca de Zongolica (CZ) y Cuenca de Veracruz (CV). La zona de estudio se localiza, recuadro rojo, en el sector NE de la Plataforma de Córdoba y NW de la Cuenca de Veracruz. (González-Alvarado, 1976).

Cenozoico (66 Ma-Presente)

Durante el Paleógeno (~66 - 23 Ma) y el Neógeno (23 - 2.5 Ma) tiene desarrollo una regresión marina; como consecuencia de este suceso, se depositó un espesor de más de 3000 m de sedimentos terrígenos sobre la Plataforma Mesozoica de Córdoba. Estos materiales constituyeron las Formaciones de Chicontepec-Velasco, Aragón, Guayabal, Chapopote, Horcones y La Laja (Morán-Zenteno, 1984; López-Ramos, 1989). Estas unidades litoestratigráficas están constituidas por series alternantes de lutitas y areniscas que conformaron la secuencia de rocas generadoras y almacenadoras de petróleo que se explota en la actualidad.

Ortega-Gutiérrez (1992) agrupó las formaciones antes mencionadas en una sola provincia geológica denominada Cuenca Deltaica de Veracruz, de tipo mixta (continental-marina) constituida por rocas sedimentarias siliciclásticas del Paleógeno (~66 - 23 Ma) al Mioceno (~23 - 5.3 Ma), todas ellas plegadas y sobrepuestas sobre rocas carbonatadas del Jurásico y Cretácico.

Las primeras manifestaciones de actividad magmática y volcánica en Veracruz se registraron durante el Plioceno (~5.3 - 2.5 Ma), la evidencia de esta dinámica se refleja en la existencia de cuerpos ígneos intrusivos y extrusivos; los primeros, están representados por gabros y monzonitas dispuestos en forma de troncos y chimeneas volcánicas que cortan la secuencia de lutitas y areniscas del Paleógeno, son característicos de la región conocida como Cerro Azul, al norte del estado; los segundos, están representados por basaltos de composición alcalina dispuestos en los flancos NW de Cerro Azul, en donde su expresión morfológica más evidente se conoce como Sierra de Tantima. Ferrari (2005) determina fechamientos radiométricos para las rocas volcánicas de la Sierra Tantima-Cerro Azul, estimadas en 9 - 6.6 Ma y de 1.6 - 1.3 Ma para la zona de Poza Rica.

Existen otros afloramientos ígneos (intrusivos y extrusivos) en el sur del estado, en la región comprendida entre Chiconquiaco, Juchique, Alto Lucero y Palma Sola. Las edades de estos materiales varían de 14 - 2 Ma (Rodríguez et al., 2011).

Hay que mencionar que en su conjunto estas rocas, conforman la Sierra de Chiconquiaco y el Macizo Volcánico de Palma Sola, en este último destacan los conos de escoria de edad Cuaternaria (1.8 - 0.01 Ma). La morfología de estas

estructuras está muy bien preservada y se conocen como los Atlixcos, se ubican al NW del poblado de Palma Sola (López-Infanzón, 1991; Ferrari, 2005).

Las rocas de composición basáltico-alcalina con edad estimada de 7 Ma, son características del Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVLT), constituido por 300 conos de escoria. La actividad volcánica de este complejo continuó en tiempos históricos (1964 y 1973) en el Volcán San Martín Tuxtla (Nelson y González, 1992).

3.2. Aspectos geológicos y estratigráficos de la Región de Farallón

Dentro del área de estudio la geología conserva cierta homogeneidad, ya que al tratarse de una franja estrecha y reducida no existe una gran variedad litológica contenida a lo largo de la PCG; no obstante, es similar en su proceso de formación. El análisis geológico que se realiza a continuación, es de gran importancia para entender la evolución del relieve y la geomorfología de la región.

3.2.1. Tectónica local y cambios en el nivel del mar en el Cuaternario.

Geissert y Dubroeuq (1995) argumentan que existen movimientos tectónicos recientes en la zona de Farallón, los cuales iniciaron después de la formación de las dunas parabólicas y antes de la existencia de las dunas transversales. Las deformaciones asociadas a este evento, afectaron a la planicie costera lo que dio como resultado la existencia de elevaciones aisladas, como es el caso del *cerro Jicacos*, formado a partir del levantamiento de depósitos de antiguas playas (*Beach Rock*), la morfología actual de este promontorio es la de un acantilado *vivo* y se localiza en la porción SE de la zona de estudio.

Los movimientos tectónicos en la zona de estudio, se asocian al levantamiento del borde noreste de un bloque dispuesto en dirección NW-SE; esta orientación coincide con la disposición de las fallas que lo limitan. El basculamiento de toda la estructura está dirigido al SW. El escarpe resultante limitó el avance de las dunas transversales hacia el sur, procedentes de la playa El Farallón, como consecuencia de esta dinámica el relieve adquirió una morfología en gradería (Geissert y Dubroeuq, 1995) (Fig. 31).

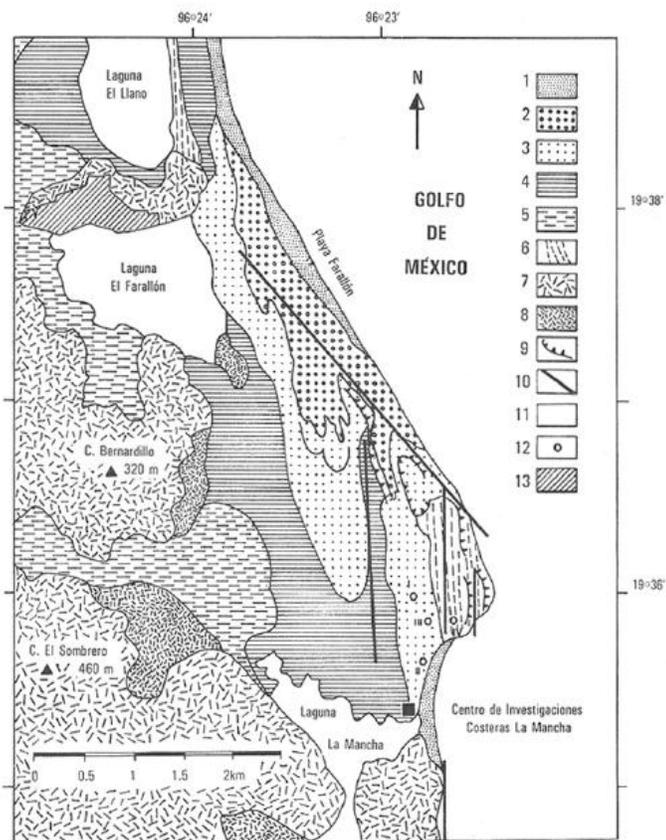


Figura 31. Mapa Morfoestructural del área de La Mancha. La dirección del bloque basculado coincide con la orientación de la línea de costa (NW-SE): 1. Playa y dunas; 2. Dunas Transversales activas; 3. Dunas parabólicas antiguas; 4. Depresión prelitoral; 5. Valle fluvial; 6. Cordón litoral; 7. Laderas de cerros; 8. Piedemonte proluvial; 9. Escarpe; 10. Falla inferida; 11. Laguna; 12. Sitio de muestreo; 13. Poblados. (Geissert y Dubroeuq, 1995).

La disposición de los sedimentos en el acantilado, indican que el levantamiento se realizó por etapas y en cada una se formó una secuencia de areniscas (antiguas playas) a nivel del mar, antes de su levantamiento, en condiciones climáticas favorables al desarrollo de una roca de playa, como las actuales (*beach rock*).

El nivel del mar se considera un indicador confiable en la evaluación de los levantamientos tectónicos de la costa; cualquier variación se refleja en los procesos costeros, asociados a la presencia de corrientes marinas y a las tasas de sedimentación fluvial; tanto en la desembocadura de los ríos, como al interior del continente.

Un cambio en el nivel del mar causará que todos los procesos costeros sean modificados, algunas veces solo altera la magnitud del agente modelador; y en otras, causa un cambio completo en la dinámica del mismo. No existe ninguna área costera en el mundo que no haya sufrido una variación del nivel del mar en los últimos 10, 000 años.

En el último periodo glacial del Cuaternario (Glaciación Wisconsin), hace aproximadamente 18,000 años A. P., las condiciones climáticas provocaron que el nivel del mar descendiera 140 m, dato aproximado, por debajo del nivel actual. En este periodo el paisaje costero era distinto y la línea de costa se situaba varios kilómetros mar adentro; mientras la plataforma continental, tenía un área y una altitud actualmente desconocida.

Durante el Holoceno, en el periodo comprendido entre 18,000 y 6,000 mil años, tiene desarrollo una fase interglacial en donde la fusión del hielo provoca un

ascenso rápido del nivel del mar, a razón de 1 metro por siglo (Bird, 2000). Asociado a esta dinámica, en la zona de estudio los ríos acumularon sedimentos y formaron las planicies fluviales actuales, sobre las cuales se formó una costa arenosa baja acumulativa, con la existencia de cordones litorales condicionados por la acción del oleaje durante la fase más intensa de la elevación del mar. Cada cordón que se reconoce en la línea de costa de la región de Farallón es testigo de este evento.

3.2.2. Columna estratigráfica de la zona de Farallón

El punto de partida para el análisis de la geología local son los criterios de Servicio Geológico Minero, SGM (2001) (Fig. 32), de acuerdo con esta taxonomía se identifican cuatro tipos de rocas que se explican a continuación:

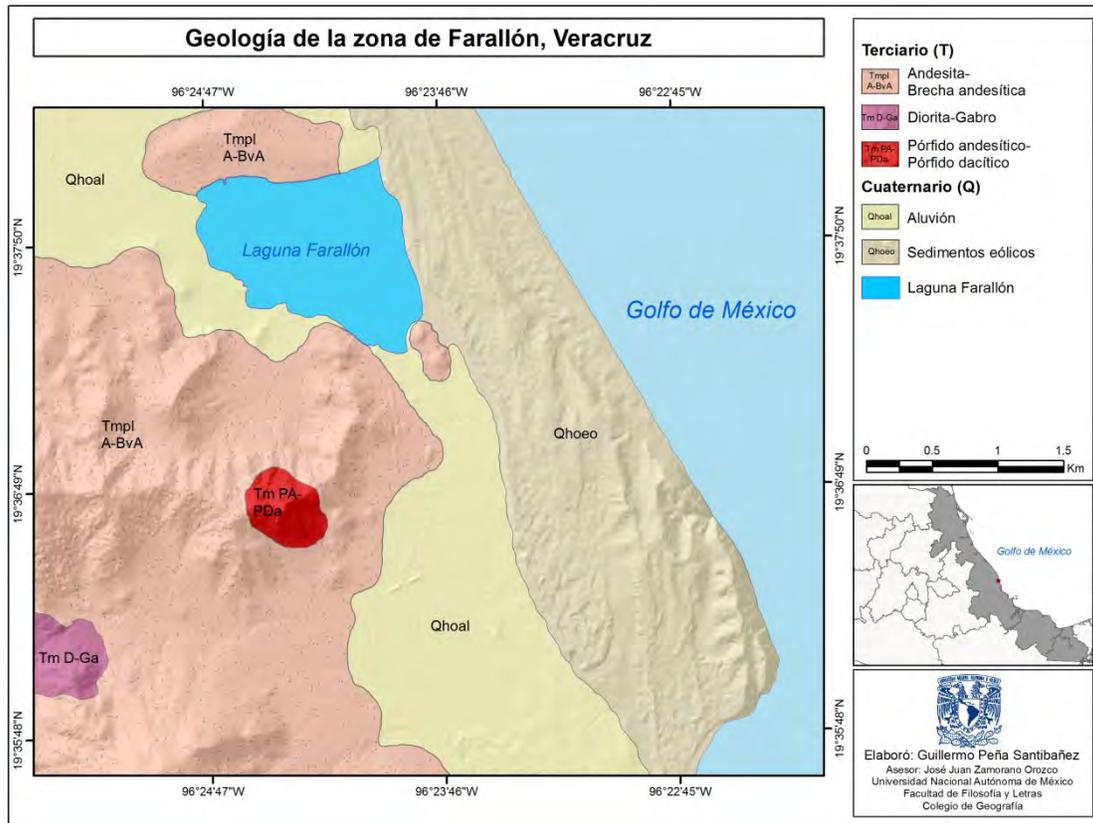


Figura 32. Mapa geológico de la región de Farallón (modificado del SGM, 2001).

1. Tmpl A-BvA: Andesita-Brecha andesítica del Neógeno (~23 – 2.5 Ma). Se trata de rocas ígneas efusivas de composición intermedia, color oscuro, compuestas de cristales de plagioclasa, minerales máficos y vidrio volcánico; se localizan en el sector NW, en el Poblado Farallón y el afloramiento más importante, se presenta en el centro y SW. Estos materiales constituyen edificios volcánicos antiguos, que junto con sus lavas asociadas han perdido la morfología original. En campo se

reconocen por ser elevaciones aisladas que en algunos casos están parcialmente cubiertas por depósitos aluviales.

Al respecto, Cantagrel y Robin (1979) mencionan que estos materiales volcánicos, son testigo de una actividad efusiva del Mioceno Medio (~14 - 15 Ma) y Superior (~7 - 8 Ma). Geissert (1999) argumenta que el relieve eólico-marino se formó después de los eventos volcánicos.

2. Tm D-Ga: Diorita-Gabro del Neógeno (~23 – 2.5 Ma). Son rocas compuestas por feldespatos y minerales oscuros, que pueden ser hornablenda, tasita o piroxeno. Se asocian con la actividad volcánica del grupo anterior, en particular, con un enfriamiento lento de coladas de lava que fluyeron sobre otras ya existentes, favoreciendo el brechamiento. Se localiza en el extremo SW y el depósito más importante forma parte del *cerro el Sombrero*.

3. Tm PA-PDa: Pórfido andesítico-Porfido dacítico del Neógeno (~23 – 2.5 Ma). Son rocas de color gris a gris pardusco de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y de biotita (Burgos Celhay, 2006). Se asocian con la emisión de lavas de alta viscosidad. En el campo aparecen cuellos volcánicos relacionados a este tipo de vulcanismo, que son resultado del desmantelamiento de las estructuras, esta forma de relieve se conoce como neck y forma parte de las estructuras volcánicas erosionadas (Figs. 36 y 37).

4. Qhoal: Aluvión del Cuaternario (2.5 – 0.01 Ma). Se trata de detritos de acarreo fluvial con una textura que varía en función del régimen del río (temporal o permanente), de la competencia de las rocas, del área de la cuenca hidrográfica y de las condiciones geomorfológicas generales. Se localizan en la porción central

del área de estudio, en lo que se denominó como Superficie aluvial-exlagunar y Llanura aluvial.

5. Qhoo: Sedimentos eólicos del Cuaternario (2.5 – 0.01 Ma). Se trata de detritos eólicos, su composición es diversa, desde fragmentos de roca y minerales hasta partículas orgánicas. El tamaño de los materiales movilizados es el de las arenas (0.15 y 0.3 mm) y limos. Las partículas presentan una madurez que varía de 0.7 a 0.9 y significa que los granos son redondeados pulidos (mate). Estos depósitos son característicos de la línea de costa (NE y SE).

La litología es fundamental para conocer la dinámica, evolución y diversidad morfológica de las formas del relieve que integran la zona de estudio. Esta información permite reconocer los factores que condicionan los procesos de modelado, en particular, los asociados a la erosión y sedimentación.

Las fluctuaciones y pulsaciones del nivel del mar han modificado la columna estratigráfica de la región de Farallón durante el Cuaternario, testigo de esto son los depósitos arenosos y los cordones litorales.

Los detritos de origen aluvial, eólico y marino tienen un principal interés en la zona de estudio, debido a que están presentes en el frente de playa y en el sector aluvial-exlagunar. Sus características texturales y granulométricas favorecen su dispersión y remoción sobre el terreno, logrando avanzar distancias considerables al interior del continente.

Capítulo IV. Geomorfología

La geomorfología es la ciencia que estudia el relieve, tomando en cuenta su morfología, génesis, dinámica, evolución y edad. La cartografía geomorfológica es un elemento trascendental en el análisis del modelado terrestre y tiene como objetivo representar, con límites precisos a partir de una simbología gráfica propia de las Ciencias de la Tierra, la arquitectura de la superficie terrestre. Hay que mencionar que los elementos que se representan en el mapa se clasificaron de acuerdo a un criterio morfogenético establecido por la *Escuela Geomorfológica Mexicana*, la cual combina aspectos de la Geomorfología Francesa y de la Rusa.

A partir de la interpretación de fotografías aéreas bajo un criterio geomorfológico y trabajo de campo, se elaboraron cinco mapas geomorfológicos de la zona de Farallón (CETENAL, 1973: 1:70 000; INEGI, 1991: 1:75 000; INEGI, 1994: 1:37 500; INEGI, 2007: 1:40 000). Las formas del relieve identificadas a partir de la fotointerpretación fueron plasmadas en un Modelo LiDAR de alta resolución (5 metros en la horizontal y 1 metro de precisión vertical: INEGI, 2009). Este documento fue la base en la elaboración de la cartografía geomorfológica (cinco mapas) en ellos, quedó representado el relieve y su dinámica, todos ellos cubren una temporalidad de 43 años.

Los mapas geomorfológicos que se presentan incluyen información geológica, morfoestructural, edafológica y de paisajes; al mismo tiempo, de manera indirecta, se incluyen datos obtenidos a partir de la revisión de artículos especializados. Se

puede afirmar que la cartografía de la zona de estudio, es una síntesis gráfica, coherente y estructurada del relieve en este sector de la costa.

La clasificación que se utiliza en este estudio es morfogenética (Simonov, 1985), a partir de este criterio el relieve fue agrupado en dos grupos genéticos: endógeno-modelado y exógeno.

El primero de ellos, se refiere al relieve que ha perdido su morfología original debido a la acción de los procesos exógenos (cuellos volcánicos). El segundo, es resultado de la erosión-acumulación, procesos que dependen de la altitud y latitud. Este grupo genético tiene una mayor importancia en la zona de estudio, de manera particular, el que se refiere a las formas asociadas a la acción marina, eólica y fluvial.

La manera en que se analiza la cartografía geomorfológica en este estudio, es de la siguiente manera:

1. El relieve endógeno modelado se analiza solo en la cartografía de 1973, su interpretación es válida para los mapas de 1991, 1994, 2007 y 2016, debido a que la temporalidad que se analiza (43 años), no es suficiente para que este tipo de formas tengan cambios significativos. Los incisos que incluyen esta categoría corresponden desde el 1.1 al 1.6 (ver pág. 76).
2. Con respecto al relieve exógeno, hay que mencionar que se mantiene sin cambios en todas las representaciones cartográficas, excepto los circos erosivos fluviales (2.4) que se representan con una dinámica activa en 1973 y dejan de serlo en 1991 (2.4 B: circos de erosión fluvial inactivos).

3. La génesis del relieve eólico es explicada en el texto que corresponde al levantamiento geomorfológico de 1973 y es válida para los cuatro mapas restantes. La dinámica y la morfología se explican en el inciso 4.2. y su espacialidad se puede observar en el mapa correspondiente.

Con el fin de evitar confusión, cada mapa se acompañara de una leyenda independiente.

4.1. Leyenda de la cartografía geomorfológica de 1973 de la zona de Farallón

I RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

1. Volcánico

- 1.1. Volcanes de lava
- 1.2. Domos volcánicos
- 1.3. Neck
- 1.4. Flujos de lava
- 1.5. Estructuras volcánicas modeladas y parcialmente sepultadas
- 1.6. Piedemonte Volcánico: coladas de lava cubiertas por piroclastos y modeladas por la acción fluvial.

II RELIEVE EXOGENO

2. Erosivo fluvial

- 2.1. Cárcavas < 5 m
- 2.2. Barrancos < 10 m
- 2.3. Valle fluvial < 15 m

2.4. Circos fluviales

- a) Activos
- b) Inactivos

3. Acumulativo fluvial

3.1. Abanico proluvial

3.2. Superficies complejas (aluviales-eólicas)

4. Acumulativo lagunar-aluvial

4.1. Planicie exlagunar

5. Acumulativo eólico: activo

- 5.1. Dunas parabólicas complejas
- 5.2. Cordones arenosos
- 5.3. Mantos arenosos discontinuos de poco espesor
- 5.4. Montículos arenosos irregulares

6. Acumulativo eólico: inactivo

- 6.1. Montículos arenosos irregulares
- 6.2. Escarpe litológico compuesto de arenas eólicas

6.3. Rampas complejas

- 6.3.1. Superficies eólico-proluvial
 - a) semifijas
 - b) fijas

7. Acumulativo marino

7.1. Playa

8. Erosivo marino

8.1. Acantilado: vertiente marina

8.2. Acantilado: vertiente continental

Cimas:

- A. Convexas
- B. Agudas
- C. Planas y alargadas

Escarpes

Contactos

- A. Reales
- B. Inferidos

Altura relativa entre estructuras

I RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

Este tipo de relieve se caracteriza por tener una génesis endógena, que al estar expuesta a los procesos de intemperismo y erosión, pierde su morfología original. Es importante mencionar, que la competencia del material a la erosión (litología), es un factor que favorece la evolución morfológica del relieve (expresión).

1. Volcánico

Representa edificios volcánicos y sus depósitos asociados, forman parte del sector más oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. La edad de estas estructuras, se ha establecido en 14 Ma (Cantagrel y Robin, 1979). La morfología no es *fresca*, presenta un grado de erosión avanzado y se reconoce por el desarrollo de crestas aisladas de poca altura y lomeríos discontinuos que se asocian a coladas de lava con modelado intenso.

1.1. Volcanes de lava

Son estructuras constituidas de andesitas, dacitas y rocas plutónicas (gabro y diorita), originadas en el Mioceno (Cantagrel y Robin, 1979; Negendank et al., 1985). La morfología de todas ellas ha sido modificada de manera considerable, no presentan la forma típica de un volcán (cono truncado), se presentan con cimas convexas amplias y asimétricas. Las laderas son pronunciadas y soportan redes fluviales radiales-subdendríticas. La espacialidad de los antiguos conos no tiene un arreglo aparente, se presenta de manera dispersa.

Se identificaron catorce edificios volcánicos intensamente modelados, de los cuales once presentan una cima convexa; dos de ellos, plana-alargada y uno, aguda. Estas estructuras no rebasan los 500 msnm, sus laderas son de inclinadas a fuertemente inclinadas y sobre ellas se desarrollan barrancos de < 15 m, todos; en su conjunto definen patrones de drenaje radiales, semiradiales y radiales-subdendríticos. La orientación preferencial de todas estas estructuras es E-W y cubren una superficie total de 1.39 km² (Fig. 33).

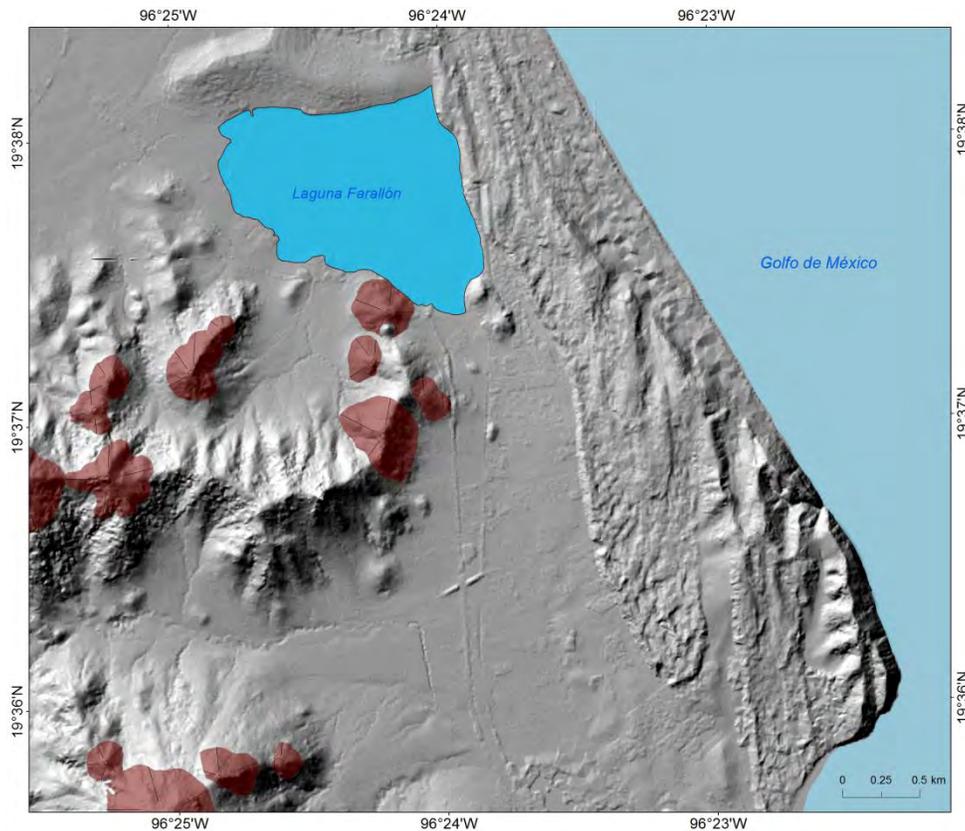


Figura 33. Volcanes de lava en el sector occidente-centro y SW de la zona de estudio (en color café oscuro).

1.2. Domos volcánicos

Son edificios de dimensiones menores, respecto a la unidad anterior, se asocian con la emisión de lavas con una alta viscosidad y baja temperatura, lo que hace que su reología favorezca el desarrollo de morfologías convexas.

Se reconocieron ocho estructuras de este tipo, en su mayoría dispuestas en el sector central, no presentan un arreglo aparente y se disponen tanto en las cimas de los conjuntos montañosos, como en los terrenos bajos; su altura promedio, es de 30 a 200 m (Fig. 34).

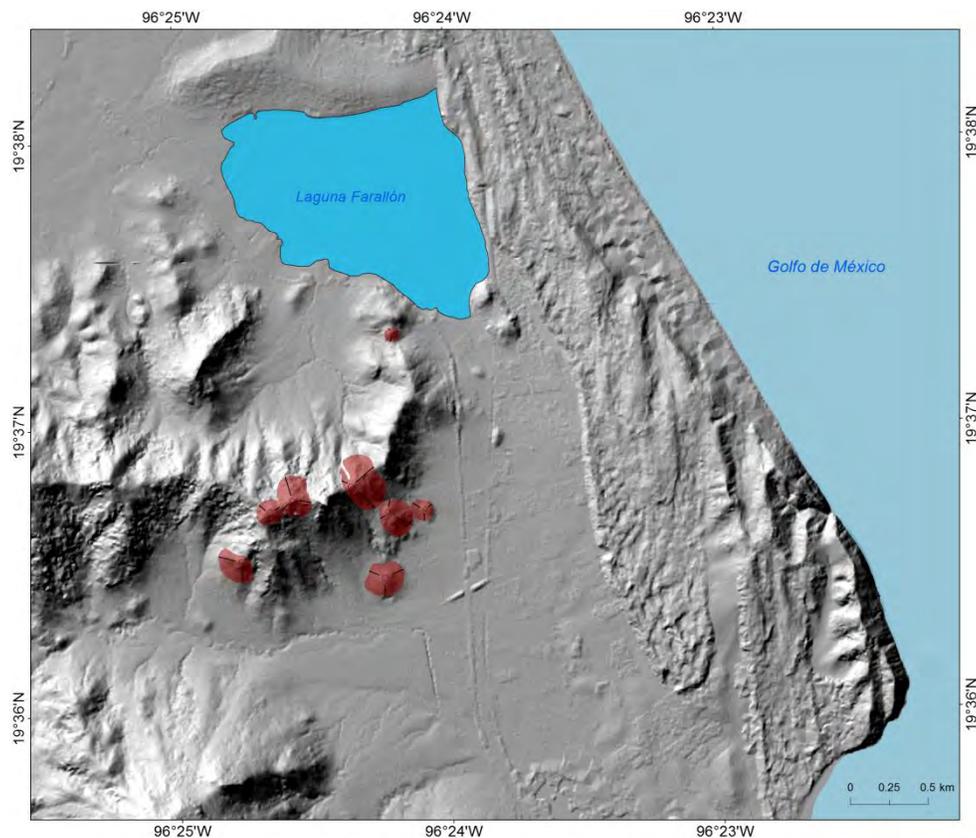


Figura 34. Domos volcánicos en el sector central del área de estudio (en color rojo intenso).

La morfología de los domos es convexa simétrica, las cárcavas que aparecen sobre estas estructuras son incipientes y presentan una profundidad < 5 m,

característica que podría estar asociada con la resistencia del sustrato a la erosión.

1.3. Neck

Remanente de un tubo volcánico (chimenea), resultado del desmantelamiento del edificio volcánico (inactivo) por efecto de la erosión fluvial-gravitacional. La morfología es de crestas semicirculares constituidas por columnas o semiprismas, rodeadas por rampas poco pronunciadas. El clima cálido y húmedo de la zona de estudio ha sido un factor determinante en el desarrollo de esta forma del relieve (Fig. 35).

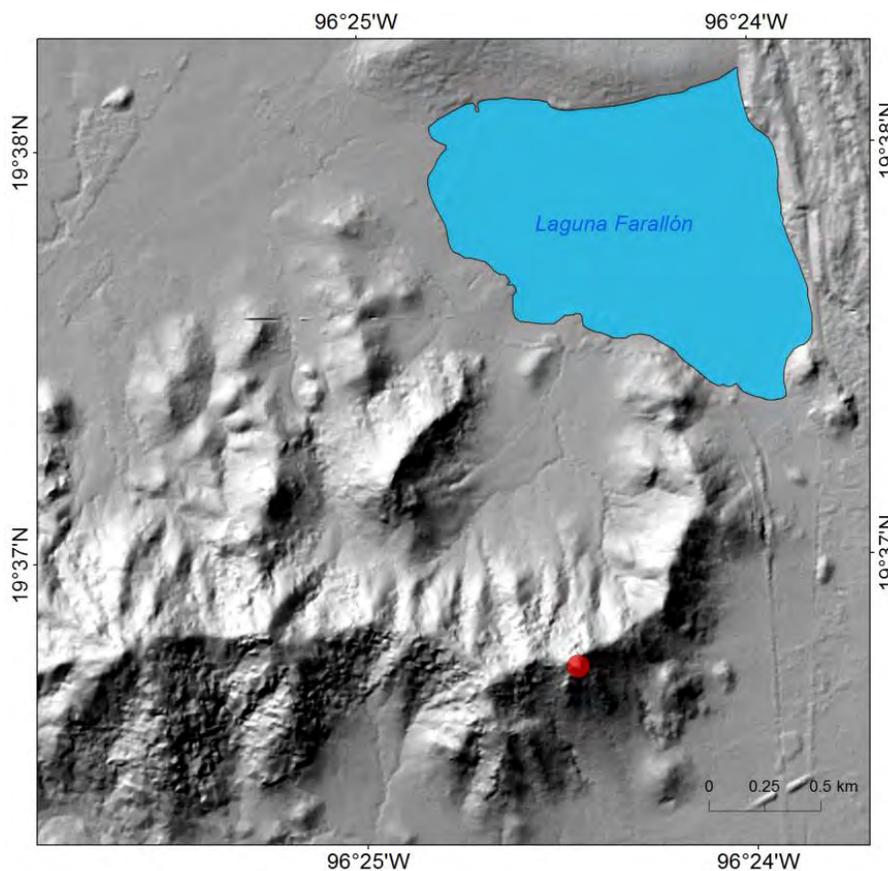


Figura 35. Neck sobre un campo volcánico muy erosionado (en color anaranjado). Esta forma de relieve representa la actividad volcánica más temprana en la zona de estudio, principalmente en el sector central.

Se identificó una sola estructura que alcanza 80 m de altura (230 msnm), rodeada de edificios volcánicos con un modelado intenso en donde es difícil reconocer estructuras individuales (Figs. 36 y 37).



Figura 36. Piedra El Bernardillo (vista al norte), en donde es notorio su emplazamiento en un campo volcánico muy erosionado (Noviembre, 2016).



Figura 37. Cuello Volcánico (El Bernardillo), se observan las columnas hexagonales que integraron la antigua chimenea volcánica (Noviembre, 2016).

1.4. Flujos de lava

Representan la actividad efusiva asociada a un foco emisor, se trata de magma que al ser expulsado se desplaza por la superficie, formando coladas y derrames que adoptan morfologías tabulares o en lóbulo. La morfología de estas estructuras está condicionada por la composición de la lava; al ser acidas, no alcanzan una longitud considerable. En este marco, el flujo más largo alcanzó los 0.68 km (Fig. 38) y el área total es de 1.4 km².

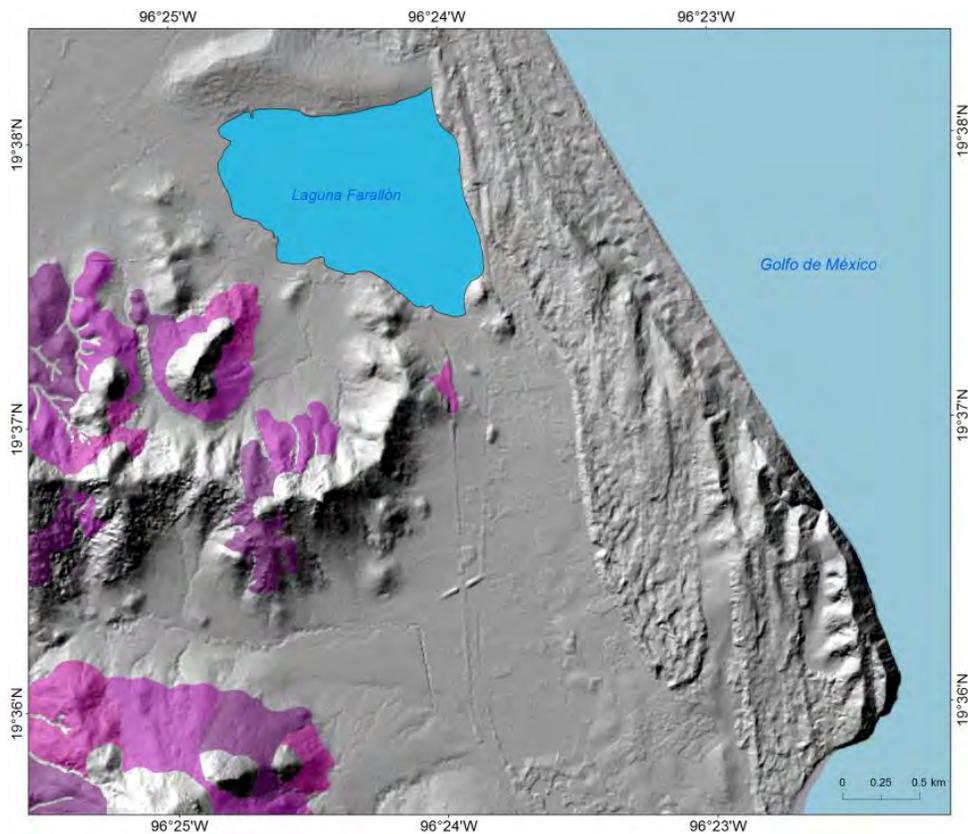


Figura 38. Flujos de lava en el sector centro occidental. Estas estructuras representan la actividad volcánica más tardía de este territorio (en color morado).

Se reconocieron diecisiete coladas de lava, todas ellas localizadas en el sector centro-occidente, se disponen bordeando sus centros emisores, y representan la actividad volcánica más tardía. Esta unidad es la porción más proximal del

piedemonte volcánico, por ello los cauces en este sector se disponen en los contactos entre lavas, y si bien existe una cubierta piroclásticas sobre ellas, no ha favorecido el desarrollo de un sistema fluvial más integrado.

1.5. Estructuras volcánicas erosionadas y/o parcialmente sepultadas

Este relieve representa las estructuras más afectadas por la erosión, característica que no permite delimitar unidades, a esto se suma la existencia de potentes cubiertas piroclásticas sobre ellas, hecho que las suaviza y hace más difícil su identificación. Representan el basamento de unidades más recientes en la zona de estudio, su morfología está asociada a geometrías de superficies suavizadas (onduladas sin forma específica); se presentan como rampas o laderas abruptas con cimas convexas (Fig. 39).



Figura 39. Estructuras volcánicas sepultadas, corresponden a la ladera sur del conjunto montañoso central. Este tipo de relieve presenta geometrías convexas suavizadas, la morfología es característica de formas antiguas, en la actualidad están cubiertas por una densa cubierta vegetal (Noviembre, 2016).

La altitud de estas estructuras varía entre los 50 y 200 msnm, su distribución no tiene un arreglo aparente e incluso es discontinuo, no obstante, se puede establecer una orientación preferencial E-W. La concentración más importante de este tipo de relieve se encuentra en el sector centro-occidente y en menor medida al norte y sureste (Fig. 40). Se asocian con un patrón de drenaje dendrítico-subdendrítico, donde los valles alcanzan profundidades que no superan los 15 m y ocupan una área de 2.53 km².

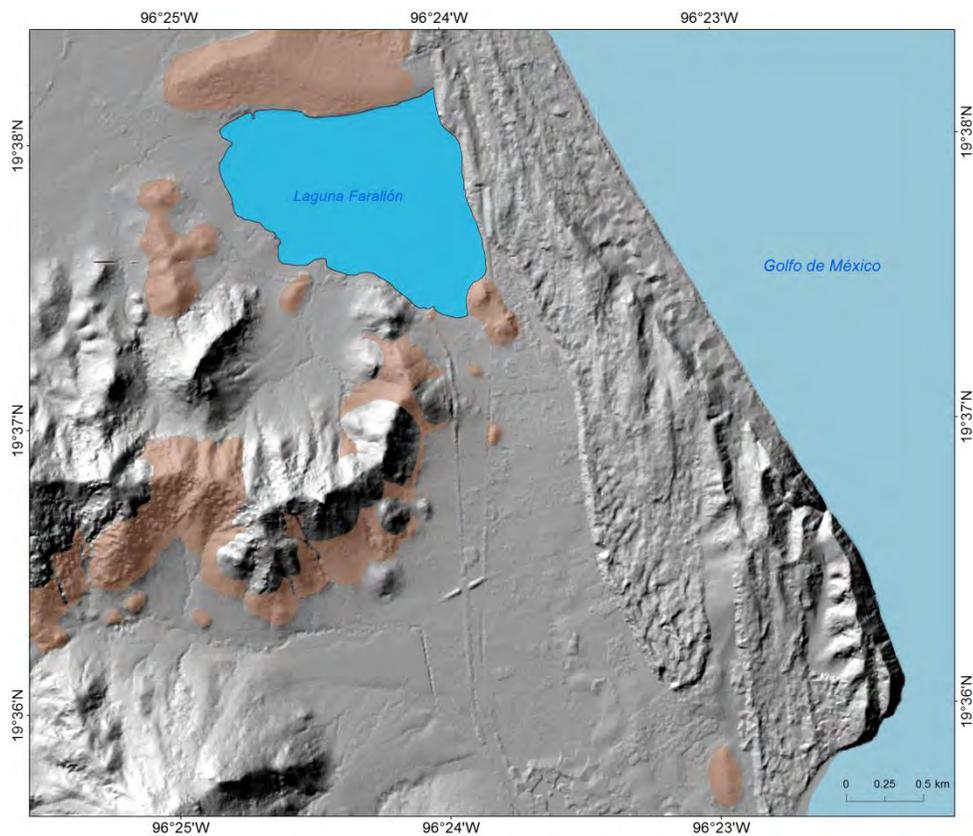


Figura 40. Estructuras volcánicas intensamente modeladas y parcialmente sepultadas por piroclastos (en café claro). Se localizan en la porción central y en menor medida en el piedemonte volcánico y planicie exlagunar.

1.6. Piedemonte volcánico: coladas de lava cubiertas por piroclastos y modeladas por la acción fluvial

Se define como una rampa acumulativa que se dispone de manera marginal a la zona de montaña, se distingue por una pendiente aproximadamente de 6° en el contacto con la ladera, la altura que presenta es considerablemente menor que la de las elevaciones contiguas. La morfología característica de estas superficies es de un talud poco inclinado ($< 12^\circ$), que a lo largo de su extensión no presenta desniveles significativos; de manera general, es una superficie homogénea que condiciona la existencia de drenajes con patrón fluvial paralelo y subparalelo.

En la zona de estudio, esta unidad representa una superficie de tránsito de materiales que ha formado una rampa detrítica continua de perfil convexo-recto. El desarrollo de esta superficie se vincula con procesos acumulativos, tan puntuales como los proluviales y los coluviales.

Ocupa el sector centro-occidente con un área total de 3.11 km^2 , su extensión es variable, se prolonga hasta 1 km en el contacto con el *lagoon* costero Farallón (sector sur) (Fig. 41). El máximo altitudinal es de 100 msnm, en el contacto con las estructuras volcánicas modeladas; el mínimo, es de 15 msnm en la transición con la planicie exlagunar, al norte. Los patrones de drenaje que ocupan esta superficie son del tipo dendrítico-subdendrítico poco densos y paralelos.

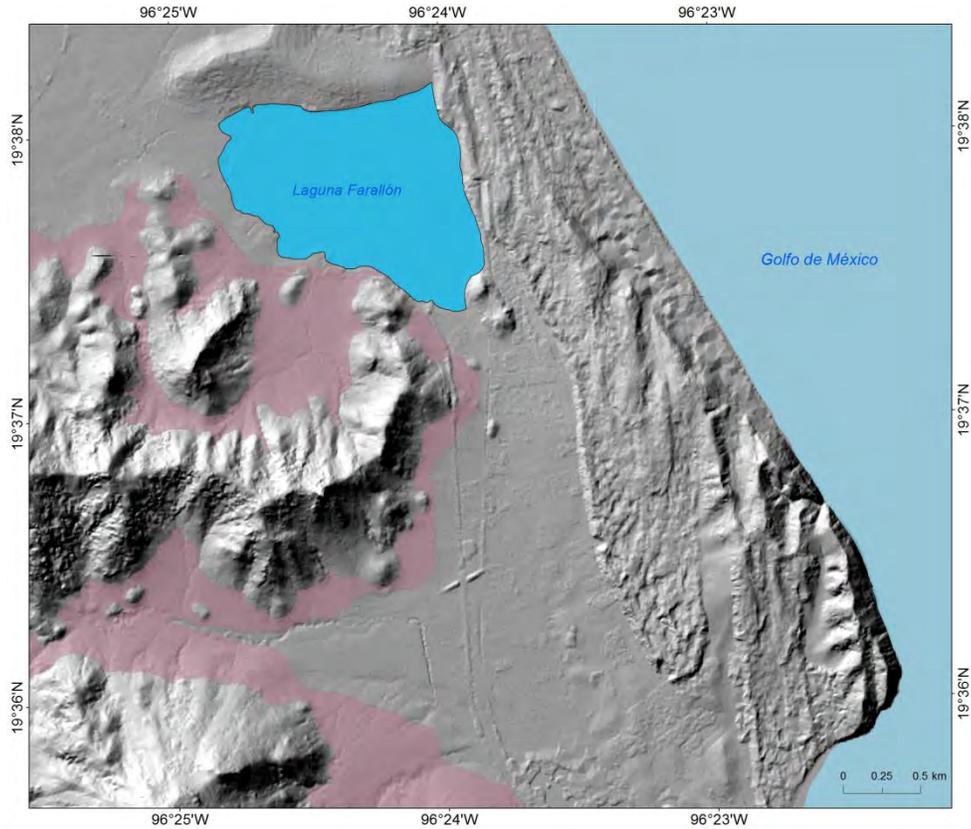


Figura 41. El sector más representativo del piedemonte, se localiza en el centro-occidente (en rosa). Su génesis se asocia con acarrees de detritos y su dinámica actual se vincula con escurrimientos estacionales.

II RELIEVE EXÓGENO

En esta categoría se agrupan formas de relieve cuya génesis está vinculada con la erosión y el depósito, resultado de la actividad fluvial, eólica y marina que está presente en la zona de Farallón, Veracruz.

2. Erosivo Fluvial

Se trata de relieves que resultan de la acción erosiva de ríos permanentes y estacionales. Por su profundidad, anchura y longitud, se clasifican en cárcavas, barrancos y valles. En función de lo anterior, la intensidad del proceso erosivo

estará determinada por la precipitación, la inclinación del terreno, la orientación de las laderas, la competencia del material y la permeabilidad del sustrato (Fig. 42).

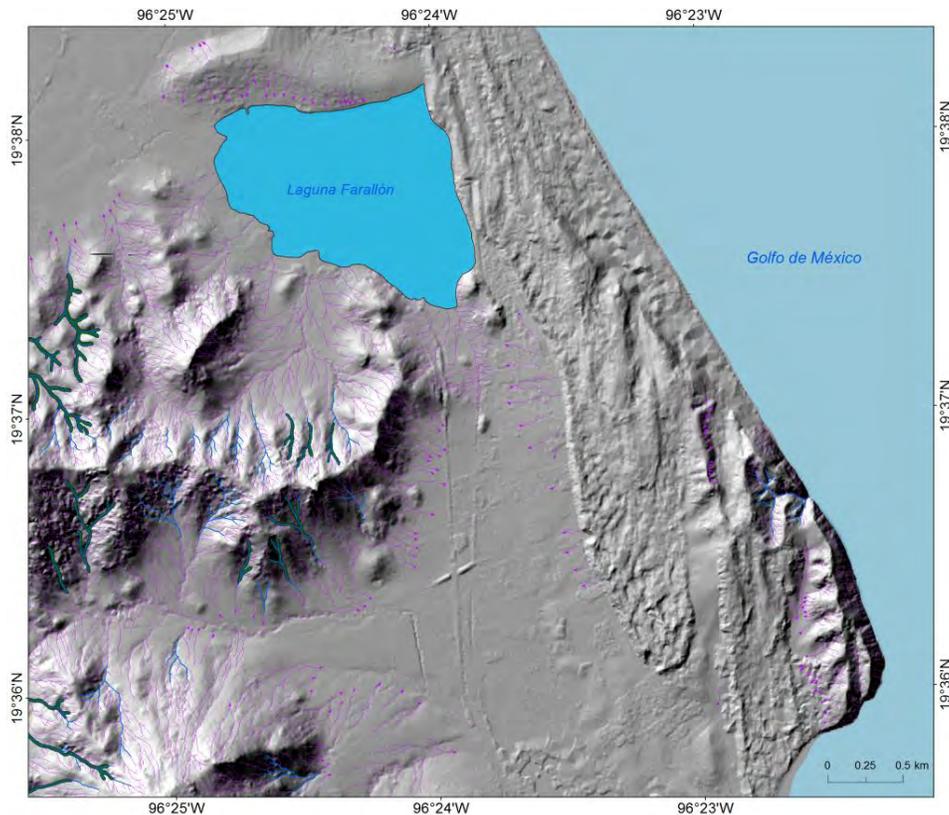


Figura 42. Formas de relieve erosivas asociadas a la acción fluvial: cárcavas (morado), barrancos (azul) y valles (verde).

2.1. Cárcavas < 5 metros

Representan la evolución de los surcos y regueros; esta forma de relieve también recibe el nombre de zanjas y su profundidad es la característica para identificarla, no obstante, el dato es subjetivo. En este estudio se consideró una cárcava cuando la profundidad mínima es de 30 a 40 cm y la máxima es de 5 m. Su desarrollo se ve favorecido en sustratos no consolidados y presentan un perfil transversal en V, característica que denota un alto poder de incisión, cuando el

terreno presenta una inclinación considerable como en la zona de montaña o en la porción proximal del piedemonte.

2.2. Barrancos < 10 metros

Esta forma de relieve representa la evolución de las cárcavas en donde la longitud, profundidad y anchura son mayores. Se consideran una morfología de carácter negativa, de traza lineal, estrecha y con laderas abruptas. Su génesis es exógena y se vincula con la acción erosiva de los ríos sobre la litología, se consideran barrancos cuando la profundidad varía entre 5 y 10 m.

Los barrancos son colectores con un poder erosivo mayor, el perfil longitudinal de esta forma de relieve negativo es en V. Esta condición es la más recurrente en los terrenos de transición, es decir, entre el relieve montañoso y la planicie exlagunar de la zona de Farallón.

2.3. Valle fluvial < 15 metros

Representan la forma más evolucionada del relieve fluvial, y por tanto, la combinación de los procesos erosivos en la vertical y horizontal; por esta razón, la amplitud y profundidad es mayor.

El perfil longitudinal de los valles es en V y en U, el primer caso, se asocia con un fondo plano y laderas estrechas con fuerte inclinación. En el segundo, la porción más deprimida es subhorizontal y tiende a desarrollar una llanura aluvial, limitada por vertientes ligeramente inclinadas. La profundidad en ambos casos varía de 10 a 15 m; son característicos de la zona de montaña y del piedemonte volcánico.

2.4. Circos fluviales

Son formas negativas, de morfología cóncava a manera de anfiteatro, se localizan en la zona de montaña y sobre un promontorio rocoso al SE de la barra litoral. La geometría cóncava permite que funcionen como cuencas de captación de sistemas fluviales en desarrollo. La erosión remontante y los procesos fluvio-gravitacionales condicionan su crecimiento y evolución. Una vez que las laderas alcanzan una inclinación de equilibrio, los procesos mencionados quedan inactivos, lo que favorece el crecimiento de la vegetación, característica que permite diferenciarlos en activos e inactivos.

a) activos

Se distinguen por la existencia de una densa red de canales y surcos sobre las laderas de fuerte inclinación que los limitan. La actividad erosiva-gravitacional se activa en la temporada de lluvias y llega a tener un mayor impacto en época de ciclones y *nortes*. Esta dinámica, no permite el crecimiento de la vegetación y es la característica por la cual se les identifica.

En 1973 los circos fluviales localizados al SE de la barra litoral (promontorio rocoso: 70 msnm) presentaban una dinámica activa, este hecho se observó cuando se interpretaron las fotografías aéreas del mismo año y con esta característica fueron representados en la cartografía que se analiza (Fig. 43).



Figura 43. Circos fluviales activos en 1973 (dentro de los cuadros en color rojo), todos ellos localizados en la porción SE de la barra litoral (CETENAL, 1973).

b) inactivos

Se reconocen por presentar laderas menos abruptas, es decir, las vertientes que los constituyen están muy cerca de alcanzar su perfil de equilibrio. Como respuesta de este hecho, los procesos de erosión se atenúan o desaparecen, es en este momento cuando la vegetación se establece en su interior. En 1973, los únicos circos con estas características eran 4 y se localizaban en la Sierra de Chiconquiaco a una altitud de 80 msnm (Fig. 44).

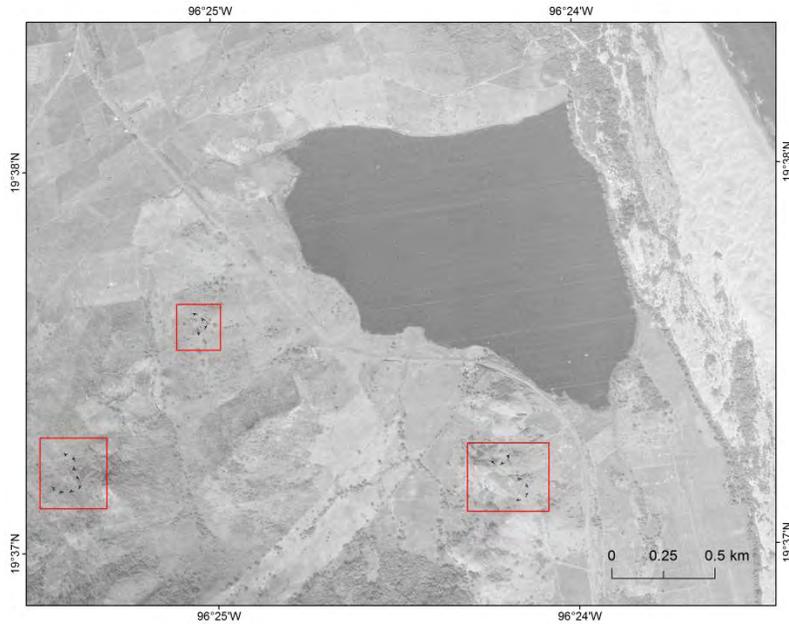


Figura 44. Los circos fluviales localizados en la Sierra de Chiconquiaco, se han mantenido inactivos de 1973 a la fecha, se observan dentro de los cuadros en color rojo (CETENAL, 1973).

3. Acumulativo fluvial

Se considera un proceso exógeno constructivo vinculado con la dinámica acumulativa. Su génesis tiene relación con una disminución del perfil longitudinal del cauce o bien por la cercanía del mar. En cualquiera de los casos se resta la fuerza erosiva de los ríos.

Con estas características se han identificado dos formas de relieve que a continuación se analizan:

3.1. Abanico proluvial

Es un relieve exógeno-acumulativo con morfología de medio cono inclinado, en donde el ápice se orienta hacia la zona de montaña. Su origen se vincula con un

cambio de pendiente brusco, de montaña a planicie, lo que provoca que la corriente deposite su carga hacia el frente (Lugo, 2010).

Esta forma de relieve se localiza en la porción central de la región de Farallón, representa una superficie de transición entre el piedemonte y la planicie exlagunar (Fig. 45). La inclinación del abanico es $< 5^\circ$ y disminuye de manera gradual desde el ápice (45 msnm) hasta la porción distal (15 msnm); en este sector se funde con la planicie exlagunar. El abanico se orienta de E-W y ocupa una superficie de 0.57 km².

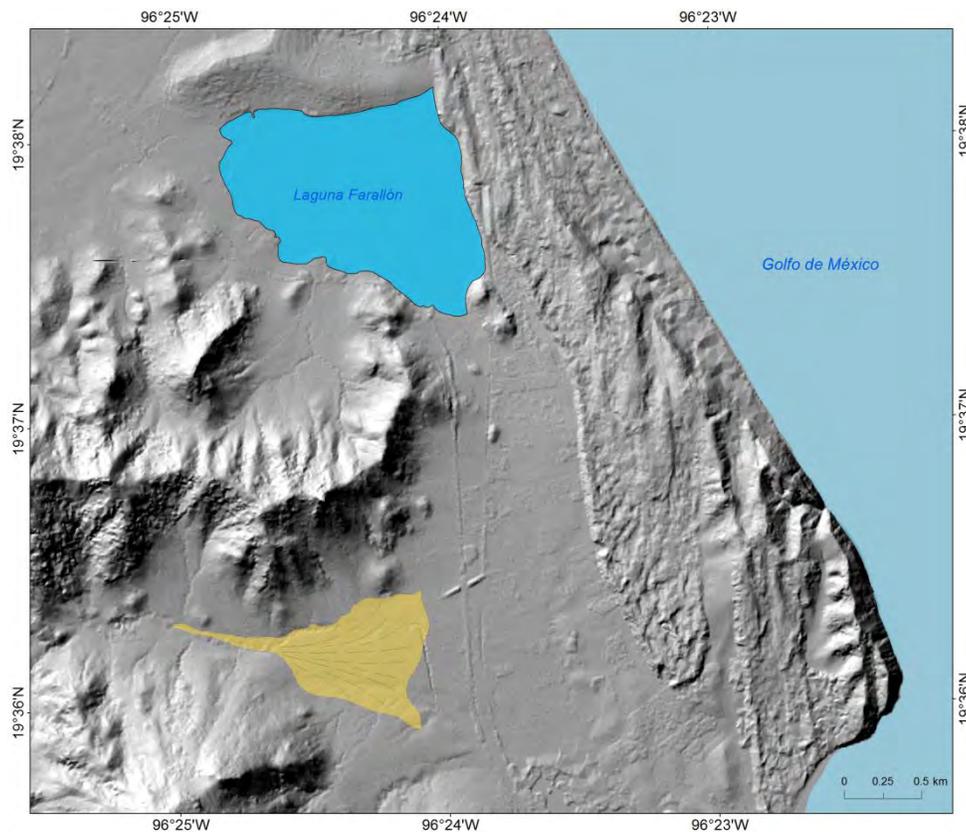


Figura 45. Abanico proluvial (en color amarillo), representa una superficie de transición entre la zona de montaña y la planicie exlagunar, es receptor de detritos provenientes de relieves abruptos del NE y SE.

3.2. Superficies complejas (aluviales-eólicas)

Corresponden a pequeñas llanuras de inundación de morfología subhorizontal, ligeramente inclinadas. En un inicio, predominó la deposición fluvial, más tarde depósitos eólicos comenzaron a alternarse con los detritos acarreados por los ríos. Este relieve representa la porción más deprimida de pequeñas cuencas fluviales que están en desarrollo y que tienen vínculo con los circos fluviales. Se localizan en el extremo SE de la barra litoral e inciden en el promontorio rocoso localizado en el mismo sector, se desarrollan a 60 msnm (Fig. 46).

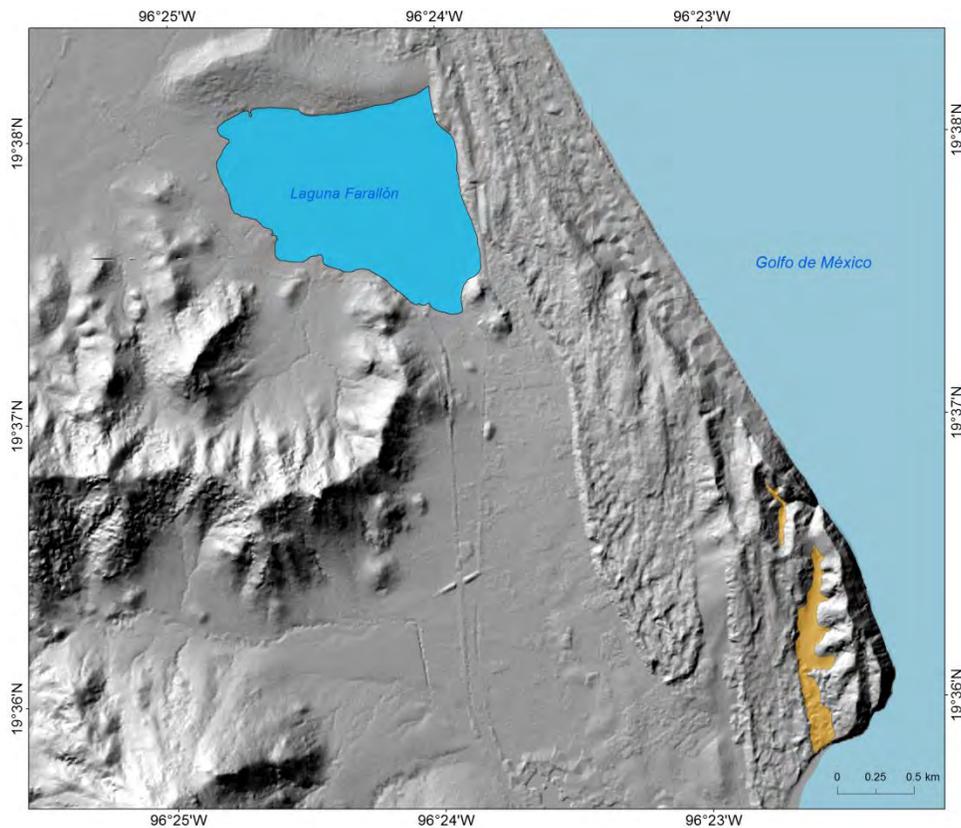


Figura 46. Superficies complejas de origen fluvial-eólico (en color amarillo oscuro), ocupan el fondo de pequeños valles localizados entre depósitos eólicos estables y secuencias rocosas de playas antiguas (promontorio rocoso).

4. Acumulativo lagunar–aluvial

Se consideran terrenos deposicionales de morfología subhorizontal, su génesis se asocia con la sedimentación de numerosas secuencias sedimentarias. Su presencia indica fluctuaciones o la desaparición de cuerpos lagunares. Hay que mencionar, que estas superficies se constituyen de detritos cuyo origen es variado (fluviales, proluviales, eólicos, eluviales y lagunares).

4.1. Planicie exlagunar

Corresponde a una planicie subhorizontal donde la inclinación es $< 4^\circ$ y una altitud promedio de 10 msnm. Su origen se asocia con las fluctuaciones de las lagunas costeras de El Llano (N), Farallón (centro- norte) y La Mancha (S). Todas ellas, localizadas entre el continente y el borde marino.

La planicie exlagunar cubre una área de 4.64 km^2 , se orienta de NW a SE, su amplitud máxima es de 2.62 km y la mínima de 0.07 km. Los factores que han contribuido a la reducción de los cuerpos lagunares y al aumento en superficie de esta planicie, se vinculan con los cambios hidrológicos que han sufrido los ríos que desembocan en ellas (construcción de presas y canales de regadío), al cambio climático y a la desecación de los cuerpos de agua, para integrar los nuevos terrenos a la agricultura (Fig. 47).

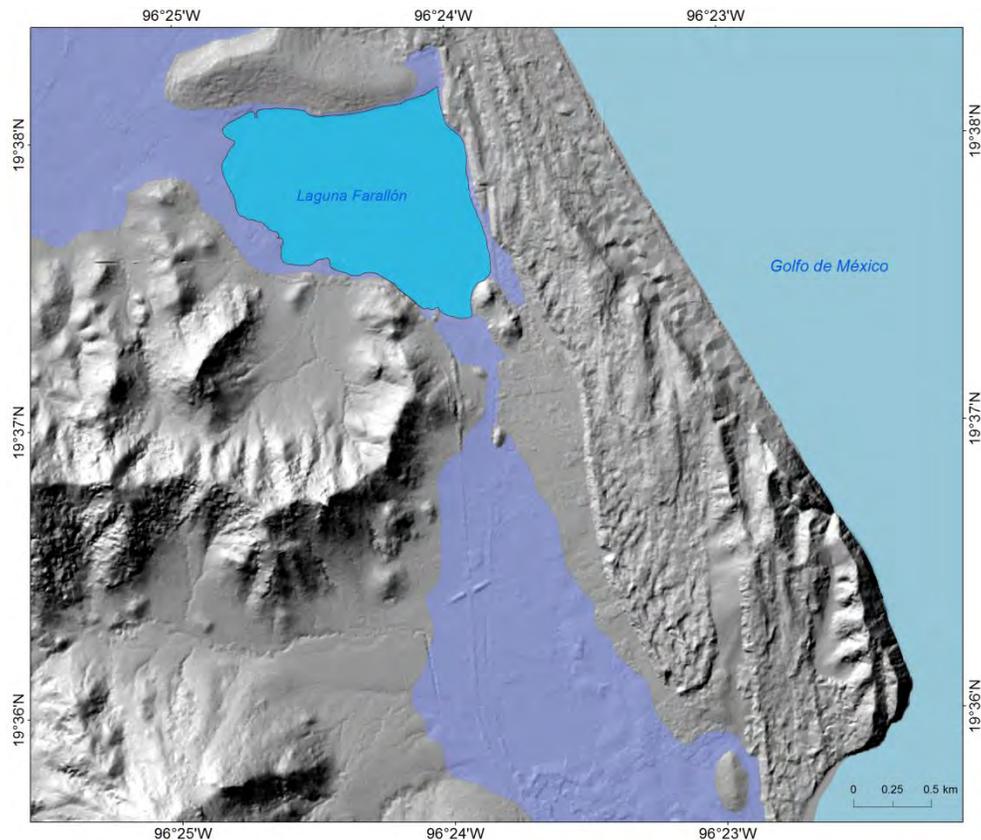


Figura 47. Planicie exlagunar (en color azul-violeta), se orienta de NW-SE, su sector más angosto (0.07 km), lo determinan las estribaciones más orientales de la sierra Chiconquiaco.

5. Acumulativo eólico: activo

Este grupo, está representado por relieves que resultan de la sedimentación o reagrupamiento de detritos, transportados por el viento. Los materiales que integran este tipo de morfologías son arenas desde muy finas, finas, medias, gruesas y muy gruesas con distintos grados de compactación.

La existencia y evolución de este tipo de relieve depende de la disponibilidad de sedimentos, de la intensidad-dirección del viento, del terreno preexistente, la pendiente y de la cobertura vegetal (Gorshkov y Yakushova, 1977; Lugo, 2011).

En la zona de Farallón las formas eólicas activas son de importancia, por la extensión que ocupan y por su intensa dinámica que modifica la morfología de la costa a lo largo del año.

Se delimitaron cuatro unidades morfológicas para este rubro, que a continuación se analizan.

5.1. Dunas parabólicas complejas

Son depósitos arenosos con perfil longitudinal asimétrico, su morfología en planta es en *U* o *V* y los *brazos* están parcialmente cubiertos por vegetación. Se orientan a barlovento y se desplazan en dirección del viento dominante. En este proceso, la cima avanza primero y después los *brazos*, en medio de estos, se desarrollan una depresión que se conoce como cuenca de deflación o *blowouts*. La ladera de barlovento (pendiente interna) es suave ($2-12^\circ$), mientras que la de sotavento (pendiente externa) es empinada ($16-30^\circ$). Son formas esencialmente antiguas que presentan un mayor grado de erosión en las partes más bajas (Hesp, 2000; Lugo, 2011; Moreno-Casasola, 1982) (Fig. 48).

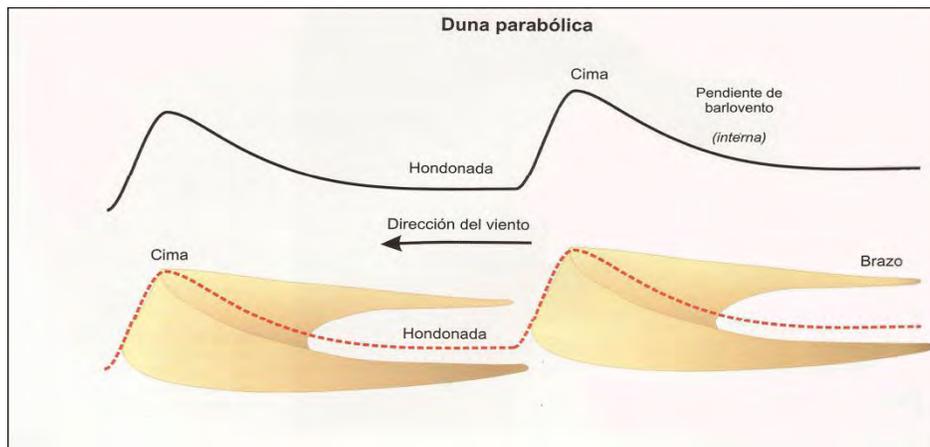


Figura 48. Morfología y dinámica de las dunas parabólicas (López-Portillo et al., 2011).

El papel de la vegetación en el origen y dinámica de las dunas parabólicas es muy importante, debido a que la vegetación fija los *brazos* o los hace menos móviles a la influencia del viento. Esto permite que el sector central avance y en este proceso, la duna crece al ser *alimentada* por la arena (más seca) procedente de la erosión de los sedimentos infrayacentes; en ocasiones, la depositación puede cesar, si aflora un substrato coherente o si alcanza el frente de capilaridad, hecho que humedece las arenas y no se moviliza. Otras veces aflora el nivel freático y se originan ciénegas y lagos (Gutiérrez, 2008).

En las fotografías aéreas de 1973 no se observaron dunas parabólicas fijas, este hecho es importante mencionarlo, ya que en los recorridos de campo realizados en 2014 y 2016, se reconocieron depósitos arenosos sin movimiento y que se ajustan a las condiciones descritas en el párrafo anterior. La morfología y dinámica de estas, será explicada más adelante.

Los sedimentos que integran las dunas parabólicas complejas proceden de la playa Farallón. Estas formas de relieve, desarrollan un proceso de trasgresión eólica de manera grupal, en donde, los frentes *chocan*, se deforman y ocultan algunos brazos retrasados de otras estructuras. Esta dinámica es continua y se ve favorecida por un relieve preexistente de poca inclinación y morfología subhorizontal, lo que facilita el movimiento. Cuando la topografía cambia, al SW de la barra, los depósitos de arena quedan fijos.

Las dunas parabólicas en 1973 ocupan la mayor parte de la superficie de la barra litoral, la orientación preferencial es de NE-SW y el eje mayor de estas formas de

relieve, alcanza los 4.38 km (dato promedio) y ocupan un área de 2.7 km² (Fig. 49).

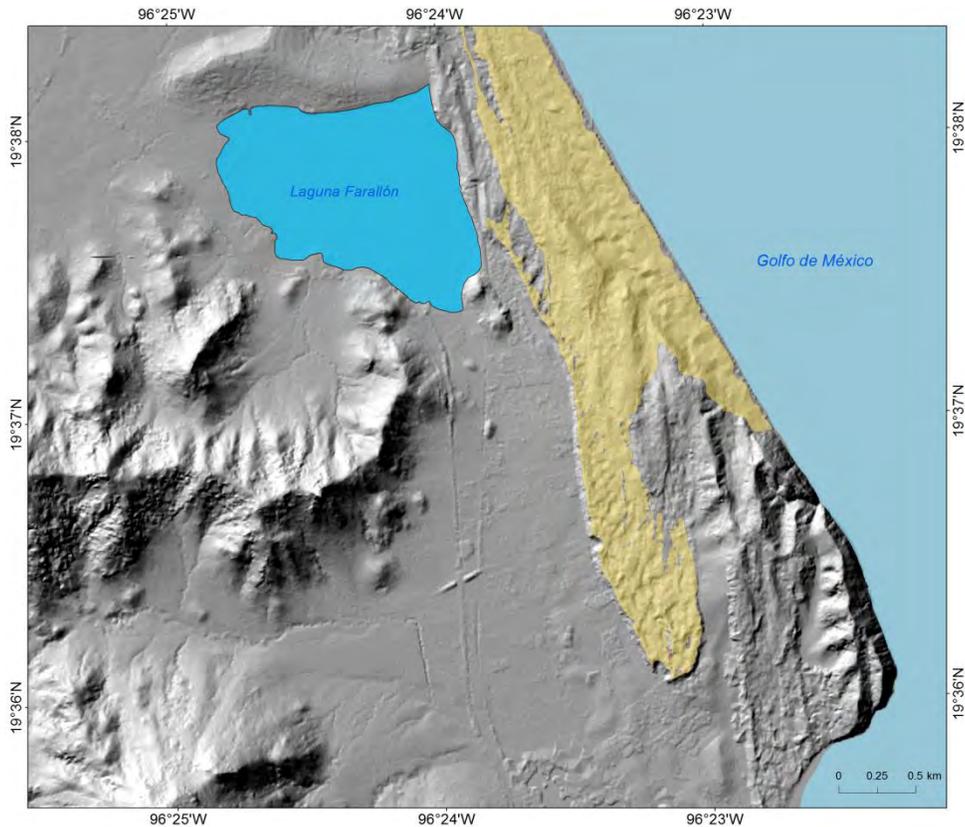


Figura 49. Localización de las dunas parabólicas en 1973 (en color amarillo), tienen como característica, una movilidad constante favorecida por un relieve subhorizontal y ligeramente ondulado, que no obstaculiza su desplazamiento.

5.2. Cordones arenosos

Presentan una morfología ondulada, alargada y una cima subhorizontal ligeramente convexa, las arenas que los constituyen presentan un espesor entre 2 y 10 m. Como característica particular, presentan un continuo desarrollo de *ripples* sobre toda su superficie, estas formas eólicas secundarias hacen evidente el desmantelamiento de los cordones de arena. Hay que mencionar que estas formas de relieve, funcionan como suministro de arenas para el desarrollo de otros

relieves eólicos, que incluso pueden ser de gran tamaño como las dunas parabólicas de Farallón que reciben aportes de los cordones arenosos, condiciones que se observaron en las fotografías de 1973.

Los cordones de arena cuando, cambian de textura (más gruesa), son invadidos por la vegetación; por lo tanto, su capacidad de aporte para generar otros relieves se interrumpe. También cuando el tamaño de grano aumenta y el régimen hidrológico es más húmedo la funcionalidad de aporte desaparece. Esta situación corresponde a otra temporalidad para la región de Farallón y se explicara más adelante.

Existen dos campos de cordones arenosos, el más septentrional ocupa un área de 0.28 km^2 , el segundo, se dispone en sector SE de la barra y tiene 0.71 km^2 (Fig. 50).

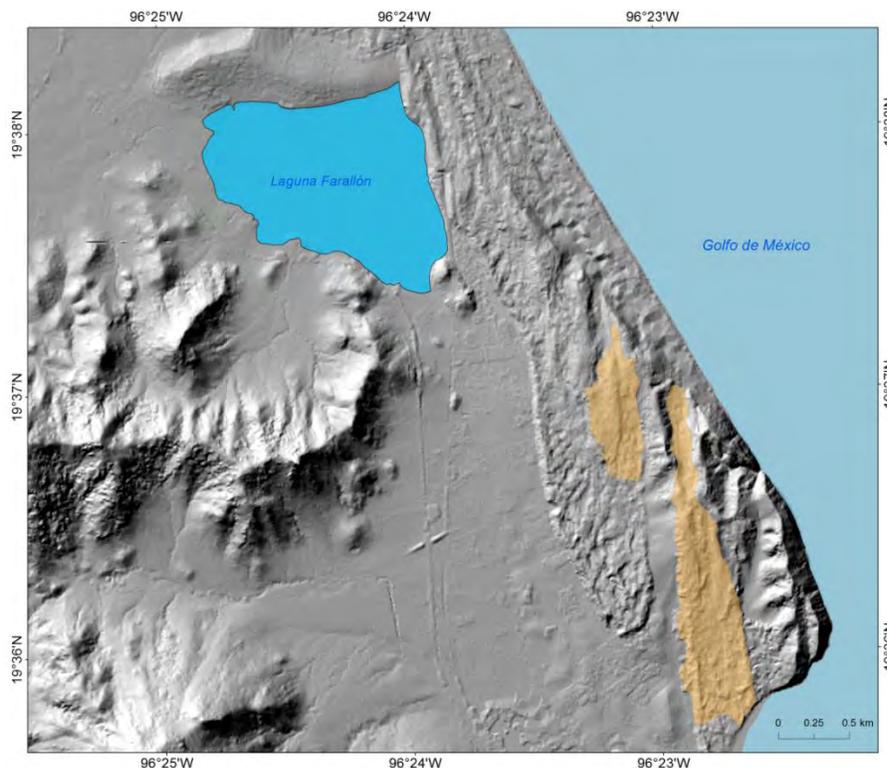


Figura 50. Cordones arenosos en 1973 (en color café claro). Esta forma de relieve representa la fuente de suministro para el desarrollo de otras formas eólicas en la barra litoral.

5.3. Mantos arenosos discontinuos de poco espesor

Son superficies arenosas onduladas de morfología subhorizontal que sirven de plataforma para el desarrollo de otras formas eólicas como bancos de arena, *ripples*, sombras eólicas y ondulaciones poco profundas (*zibars*) (Sanjaume y Gracia, 2011; Breed et al., 1987). El espesor de este tipo de depósitos en la zona de Farallón es < 2 m.

Los mantos de arena presentan una textura gruesa; esta característica, junto con el espesor variable que los caracteriza, no favorece el desarrollo de formas eólicas mayores como dunas y cuencas de deflación.

La morfología y evolución de los mantos de arena, está en función de la vegetación y el grado de humedad. La primera, se observa en las fotografías de 1973, donde la densidad y distribución de la cubierta vegetal es mínima, pero controla la formación de depósitos asimétricos (monticular/convexo). La vegetación presente en la periferia de los mantos, frena de manera parcial el flujo hacia el continente.

La humedad no se visualiza en la fotografías analizadas; sin embargo, Kocurek y Nielson (1986), mencionan que la existencia de un nivel freático superficial, condiciona un grado de humedad suficiente que dificulta el proceso de transporte y la formación de otras formas eólicas, sobre estas superficies. Estas condiciones, se observaron en los recorridos de campo y se extrapolan a la temporalidad que se analiza en este inciso.

Los mantos arenosos en la zona de Farallón son de poco espesor y están dispersos sobre la barra litoral, se encuentran rodeados por cordones de arena y dunas parabólicas complejas que los *alimentan* o sepultan de forma constante. Existen dos campos, el más septentrional es discontinuo y alargado en dirección NW-SE; el segundo, se localiza en la porción centro-oriental y se dispone de NW-SE; ambas estructuras cubren un área superficial de 0.33 km² (Fig. 51).

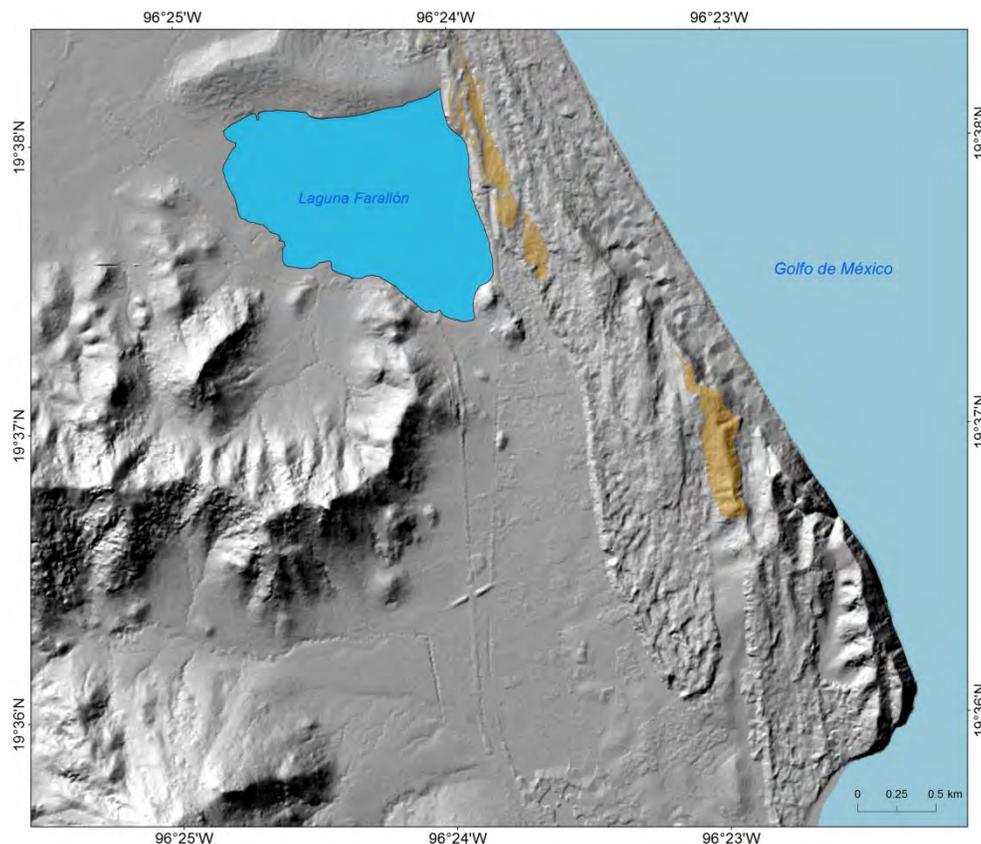


Figura 51. Mantos arenosos discontinuos de poco espesor (en color café), se presentan en forma discontinua y la localización que se observa corresponde al año de 1973.

5.4. Montículos arenosos irregulares

Son pequeñas acumulaciones disformes de arena seca, con alturas que varían entre 2 y 8 m de altura (Gorshkov y Yakushova, 1977).

Su génesis implica una sedimentación local que se asocia con un descenso de la velocidad de transporte y una escasa reserva de arena. El depósito lo condiciona la irregularidad de la superficie o pequeños obstáculos de vegetación aislada, que frenan el movimiento de la arena. Hay que mencionar que estas formas del relieve, presentan tendencia a la estabilización (Kocurek et al., 1992).

En la zona de Farallón se presentan como depósitos asimétricos y acumulaciones de arena, en planta se observan como semicírculos y su altura es < 5 m. La morfología es a manera de parches arenosos, es compleja por las continuas sobreposiciones, en ocasiones se funden con otras formas menores (protodunas y *ripples*). La procedencia del material que les da origen provienen de los cordones arenosos (N) y de la playa (NE: Los Amarillos).

Se localizan en el extremo SE de la barra litoral, tienen un área de 0.05 km^2 y se desarrollan sobre superficies con un gradiente altitudinal promedio de 5 msnm (Fig. 52).

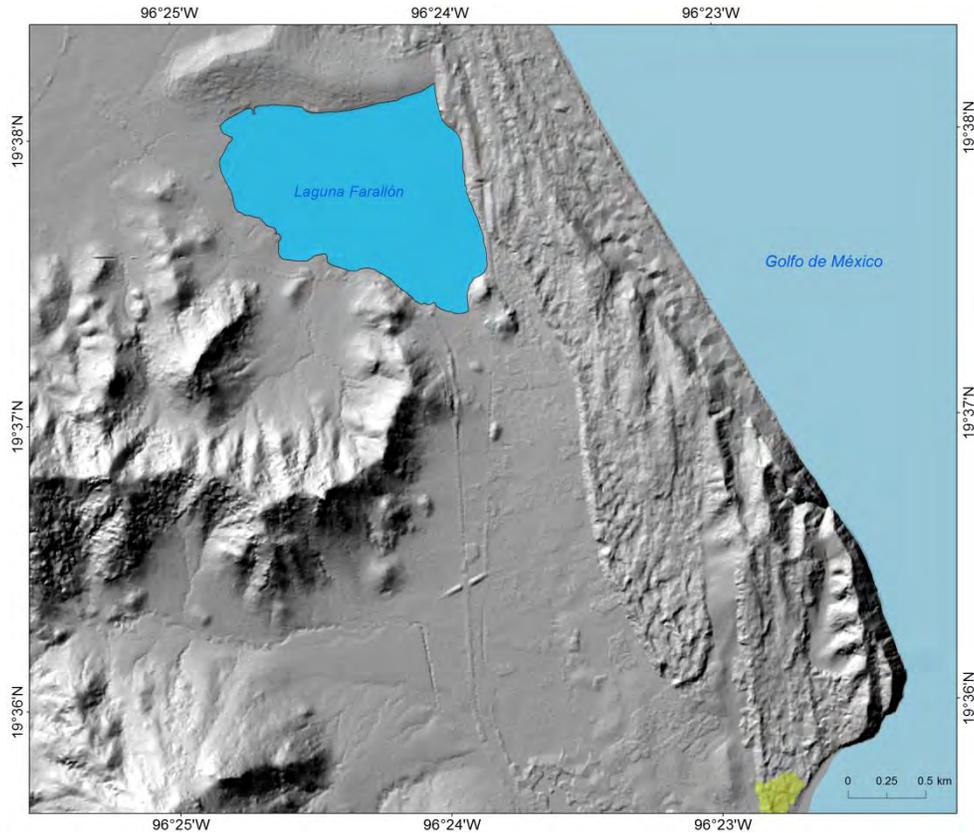


Figura 52. Montículos arenosos irregulares en 1973 en el extremo SE de la barra litoral (en verde claro). Estas formas del relieve, presentan una superficie reducida, con respecto a otras unidades dentro del rubro.

6. Acumulativo eólico: inactivo

Se trata de superficies subhorizontales que presentan escasa o nula movilidad de sus arenas, debido a la retención que ejerce la vegetación sobre ellas. De esta manera, se estabiliza el material eólico y define montículos fijos, muchos de ellos llegan a experimentar cambios en su forma y tamaño durante ciclos estacionales o más largos. La forma, la altura, la densidad y la distribución de vegetación, condiciona la morfología y la evolución (Hesp, 2000; Hesp, 2002).

6.1. Montículos arenosos irregulares

Presentan el mismo carácter morfológico que los activos, es decir, son acumulaciones arenosas asimétricas con flancos poco definidos de altura < 5 m. Se caracterizan por presentar una cubierta vegetal rastrera, que es responsable de su estabilización.

La estabilidad de estas formas del relieve en la región, no es del todo natural, se ha buscado hacer un uso forestal sembrando *casuarinas* en la zona de posplaya; de esta manera, ha disminuido el movimiento de sedimentos y se han evitado acumulaciones eólicas severas sobre carreteras, caminos, poblados y terrenos de cultivo.

Su localización es dispersa, el área más representativa se localiza al NW y existen otras superficies menores en el centro y al sur de la barra litoral. La superficie total de todas ellas es de 0.29 km², se orientan de NW-SE y se encuentran a una altitud que varía entre 15 y 50 msnm (Fig. 53).

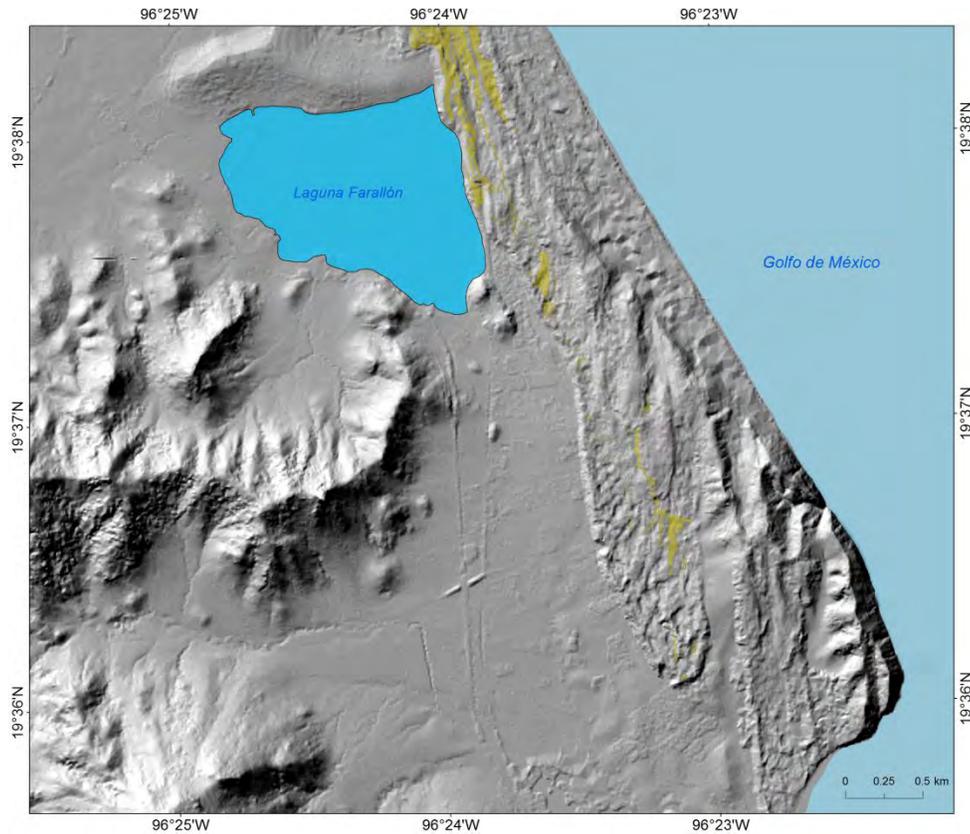


Figura 53. Montículos arenosos irregulares inactivos en 1973 (en color verde). Estas formas del relieve se presentan de forma discontinua desde el sector NW de la barra hasta la porción central de la misma.

6.2. Escarpe litológico compuesto de arenas eólicas

Es una ladera de inclinación abrupta, representa un cambio de pendiente brusco, su altura y su origen es variable. Presenta un ángulo natural de reposo, esencial para que el material se encuentre en equilibrio y no se desprenda por agentes gravitacionales y proluviales, principalmente (Lugo, 2011).

Su génesis se vincula con la tectónica reciente del Golfo de México, por esta razón, el escarpe en cuestión no es una estructura aislada. A lo largo de toda la barra existen formas similares de menor longitud y desarrollo, todas presentan el bloque hundido o escalón con rumbo W. En campo no se pudo observar evidencia

de la dinámica de fallas por el tipo de material que está involucrado, es decir, detritos poco consolidados que no permitieron observar evidencias del movimiento.

Si bien el origen de esta forma de relieve fue tectónico al inicio, en la actualidad ya no es así. El recorrido de campo mostro la existencia de una dinámica fluvial y gravitacional sobre él. Ambos procesos, son responsables de formar una rampa acumulativa, lo que indica, que es un territorio en donde predomina la erosión-deposito sobre la actividad tectónica.

Los materiales que componen el escarpe presentan una litología que contrasta con el espacio que ocupa, este hecho y su dinámica actual son el argumento para considerarlo como un escarpe litológico. Se localiza en el borde interno de la barra litoral, se orienta de NW a SE, alcanza una longitud de 4.5 km y su altura varía entre 20 y 40 m (Fig. 54).

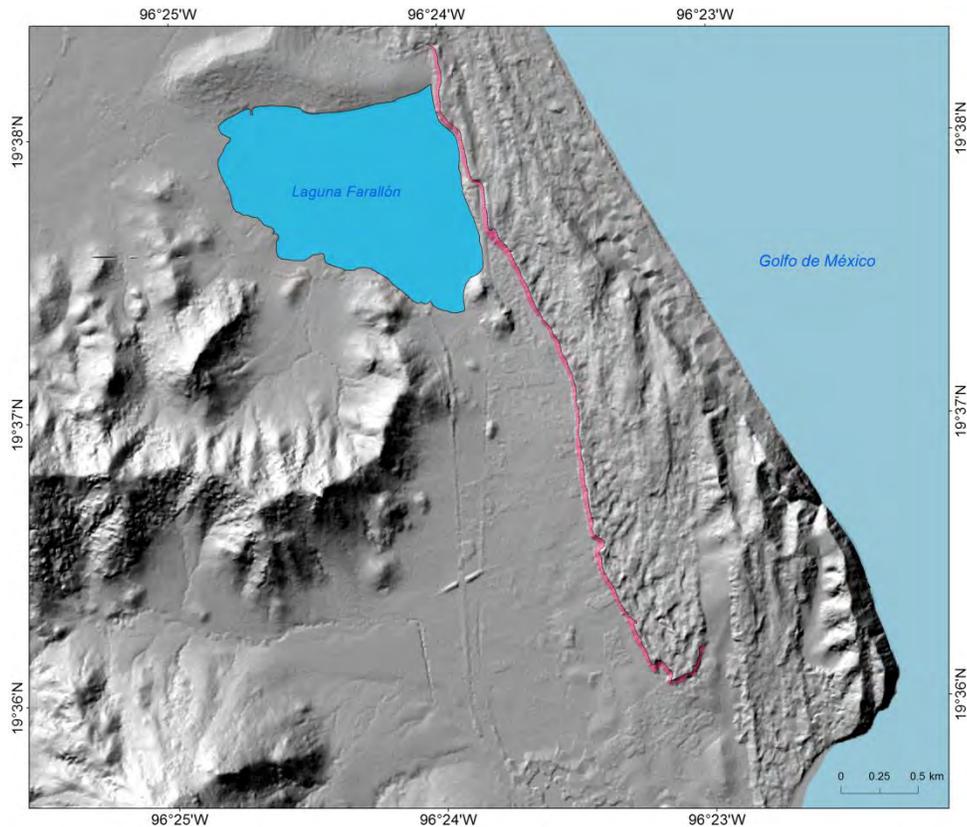


Figura 54. Escarpe desarrollado en detritos eólicos poco consolidados (en rosa), se localiza en el sector occidental de la barra litoral. Esta estructura es un contacto entre la superficie exlagunar al poniente y la eólica al oriente.

6.3. Rampas complejas

Son superficies inclinadas a manera de rampa, se consideran zonas de transición entre unidades de posición altitudinal distinta, su origen en la mayoría de los casos es deposicional de tipo gravitacional, proluvial, eólico y fluvial (Lugo, 2011).

6.3.1. Superficies eólico-proluvial

En la zona de Farallón, las rampas representan terrenos inclinados en donde la morfología varía de subhorizontal a ligeramente ondulada. El origen del material que las constituye es complejo, al inicio es gravitacional, después es movido por la arrollada, lo que ocasiona que los detritos se distribuyan al pie del escarpe que le está dando origen. La cercanía con la llanura exlagunar, con mayor humedad,

hace que estas superficies se mantengan fijas y crezcan en altura, más no en longitud.

a) Semifijas

Trata de una rampa acumulativa de suave inclinación, de geometría ligeramente convexa (abanicos yuxtapuestos) compuesta por una alternancia de sedimentos proluviales y eólicos, los primeros, son acarreos asociados a la arrollada y tienen desarrollo al pie del escarpe constituido de arenas eólicas. Presenta una orientación NW-SE, el gradiente altitudinal promedio es de 20 m y tiene un área de 0.86 km² (Fig. 55).

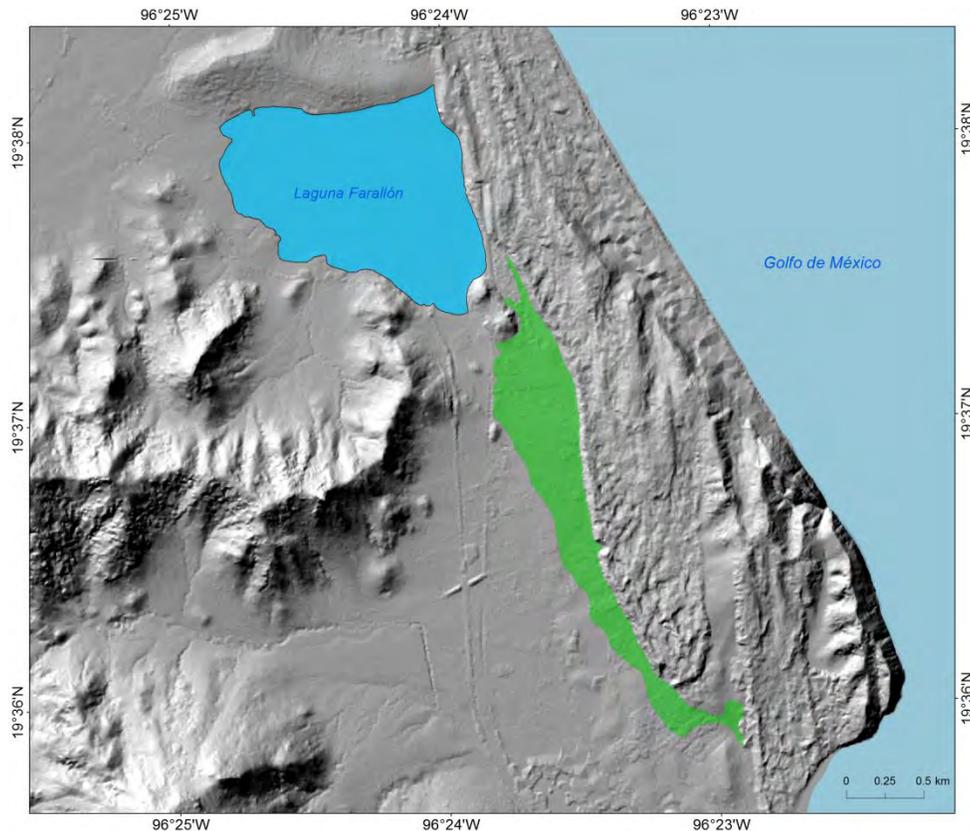


Figura 55. Superficie eólico-proluvial semifija (en verde). La posición que ocupa en la barra litoral representa una superficie de transito de materiales a una zona de menor altitud.

La poca inclinación que presentan estos terrenos, los exiguos cambios altitudinales y el desarrollo de suelos, son elementos idóneos para el establecimiento natural de la vegetación, principalmente en los bordes de la estructura. Así mismo, se han implementado cultivos en estos terrenos desde 1973, hasta la actualidad.

b) Fijas

Son pequeñas superficies de perfil rectilíneo constituidas por una alternancia de detritos aluviales-proluviales y eólicos. La evolución y los cambios morfológicos que presentan estas estructuras se asocian con un emplazamiento total de la vegetación sobre toda su superficie. El progreso evolutivo de la cubierta vegetal (selva baja caducifolia), muy densa, se debe a que ha existido un desarrollo de suelos (arenosoles) que, a su vez, están controlados por la humedad y la litología en este sector.

Estas formas del relieve, se localizan en los sectores donde cambia la inclinación del terreno de forma abrupta. Los contrastes altitudinales que presentan varían de 100 msnm al N y de 30 msnm al S, es decir, las pendientes presentan mayor inclinación que las del rubro anterior. Al respecto (Geissert y Dubroeuq, 1995), mencionan que los cambios altitudinales se deben a la existencia de fallas que controlan la orientación de este tipo de relieve.

Se reconocieron dos rampas eólico-proluvial fijas; la primera, se localiza en el sector SW de la barra y ocupa 0.33 km²; la segunda, se encuentra al SE y

presenta un área de 0.05 km². Hay que mencionar que ambas estructuras están divididas por un cordón arenoso activo (Fig. 56).

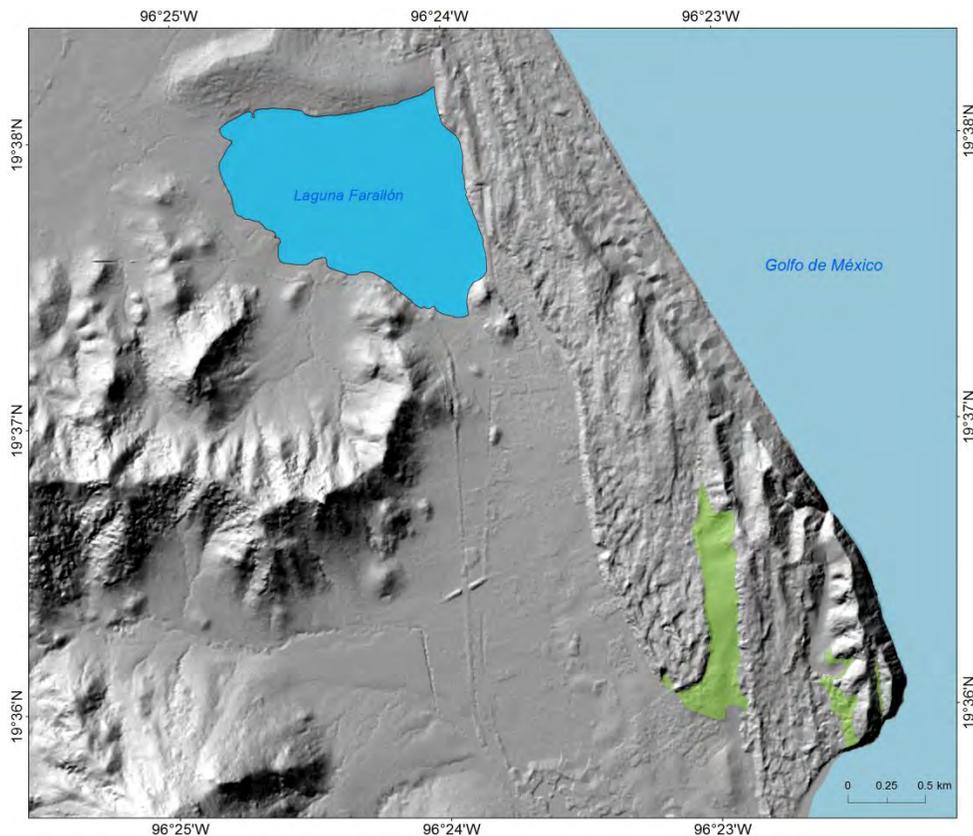


Figura 56. Superficies eólico-proluvial fijas (en verde claro). La mayor se localiza al W y la menor al E, se presentan como fragmentos discontinuos en el sector SE de la barra litoral.

7. Acumulativo marino

Son superficies subhorizontales deposicionales cuya dinámica se ve influenciada por la acción del medio marino. A corto plazo, el oleaje moderado y constante crea cambios significativos en la morfología costera; a mediano plazo, las mareas distribuyen sedimentos finos en ambientes restringidos (desembocaduras fluviales); a largo plazo, la variación altitudinal del nivel medio del mar, controla la evolución de la línea de costa (De Andrés y Gracia, 2000).

7.1. Playa

Se considera una franja acumulativa, con ligera inclinación hacia el mar. Se compone de arenas, gravas, guijarros y cantos, que han sido depositados por las corrientes de deriva y el oleaje en lo que se denomina el frente de playa. Esta forma de relieve está expuesta a cambios repentinos que modifican la distribución de sus sedimentos y la tasa de depósito (Fernández y Velasco, 2007; Lugo, 2011).

Su origen y evolución se vincula con la distribución de sedimentos a lo largo de la playa, mantenidos por la corriente de deriva. Este proceso se magnifica cuando existen aportes fluviales de manera directa a la costa (estuarios o deltas). La morfología es cambiante y la condiciona la intensidad del viento, las mareas y los distintos tipos de oleaje (temporal y extraordinario).

La playa Farallón presenta un perfil completo, es decir, sin interrupciones de vegetación o cuerpos de agua. Presenta una cresta de 3 m de altura en su porción más alta, está constituida de arenas finas y medias, que definen una superficie alargada, recta e inclinada hacia el mar. Por otro lado, la posplaya es amplia, factor que favorece la formación, evolución y movimiento de dunas, una vez que los detritos están secos.

La playa Farallón se localiza en el sector E de la barra litoral, se orienta de NW-SE, su longitud es de 3.3 km y presenta un área 0.14 km². La continuidad de esta forma de relieve, se interrumpe en el extremo SE por la existencia de un acantilado (Fig. 57).

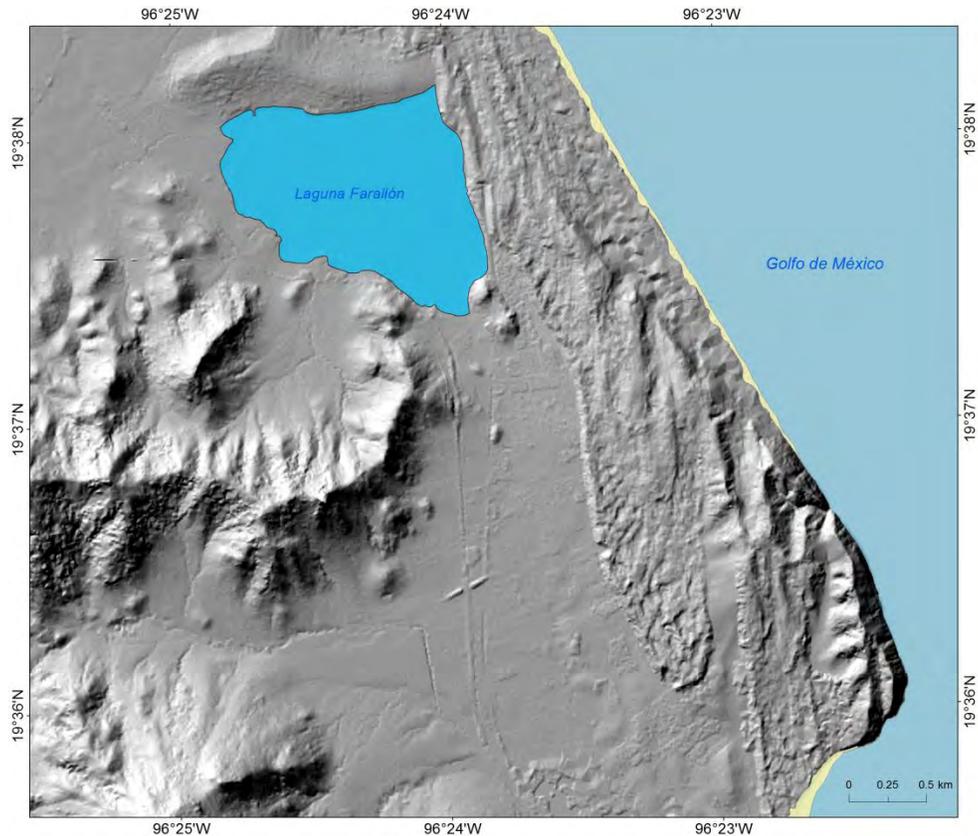


Figura 57. Playa Farallón (en amarillo claro). Aparece como una línea progresiva con dirección NW-SE, se interrumpe por un acantilado y continúa después en dirección NE-SW (Playa Paraíso).

8. Erosivo marino

Son relieves que se vinculan con un proceso de destrucción mecánica (abrasión) de las costas por la acción del oleaje, mareas, corrientes litorales y procesos gravitacionales. Se produce principalmente en costas arenosas, rocosas y mixtas. Las formas de relieve asociadas a esta dinámica son los nichos, los acantilados y las plataformas de abrasión.

Es una vertiente rocosa, escarpada que resulta de la abrasión marina, pueden ser activos (*vivos*) e inactivos (*muertos*). Los primeros, con desarrollo en la actualidad y lo segundos, separados de la influencia del oleaje por la existencia de una playa.

Las rocas que constituyen los acantilados están sometidos a la actividad de procesos de erosión mecánica, meteorización física, química, bioerosión y movimiento de masas (Trenhaile, 1987; Masselink y Hughes, 2003; Lugo, 2011).

8.1. Acantilado: vertiente marina

En la zona de Farallón, los acantilados se desarrollaron en la última fase del Cuaternario, hace 18,000 – 6,000 años, su origen se vincula con la tectónica reciente del Golfo de México, en donde intervienen procesos de disolución que alternan con depósitos marino-eólicos (Donoghue, 1993).

La evidencia tectónica de ascenso se observa en antiguas playas levantadas (*beach rock*) y deformadas en donde es posible observar restos calcificados de raíces y pequeños troncos que forman parte de los afloramientos.

Las fotografías aéreas analizadas comprenden un periodo de 43 años, en esta temporalidad el acantilado ha mantenido su morfología. El trabajo de campo reveló que su estructura es una sucesión de plataformas rocosas (*beach rock*), que se intercalan con delgadas capas de arena de playa-eólica inclinadas hacia el continente (Fig. 58).



Figura 58. Frente rocoso marino, se observa un antiguo depósito de playa (*beach rock*) que alterna con arenas marino-eólicas, ambos sustratos están deformados por la influencia tectónica regional (levantamiento) e inclinados hacia el continente. En campo se reconocieron cinco secuencias similares en la vertical (Noviembre, 2016).

En las laderas también fue posible distinguir procesos gravitacionales, en particular, los desprendimientos. El modelado marino se hizo evidente en la base del acantilado; en este sector, tienen desarrollo oquedades producto de la acción del oleaje sobre la base del frente rocoso (Fig. 59). Hay que mencionar que formas similares están presentes en la vertical (nichos), no tienen desarrollo continuo ya que están afectados por los procesos de ladera y su existencia hace evidente los levantamientos tectónicos de la costa.



Figura 59. Desprendimientos, estos procesos destruyen la evidencia de antiguas playas y nichos que existen por arriba del nivel del mar actual. Se observan los fragmentos de *beach rock* como parte de los depósitos de caída. La imagen es ejemplo de un acantilado activo o *vivo* (Noviembre, 2016).

Las pendientes en la zona acantilada varían de 40° a 70° , su longitud es de 2 km, su altura es de 100 msnm y cubre un área de 0.19 km^2 . No se presenta de manera continua, en su posición central está disectado por un barranco profundo que se activa solo en la temporada de lluvias, la cuenca de captación de este cauce tiene desarrollo en la vertiente continental de esta misma estructura (Fig. 60).

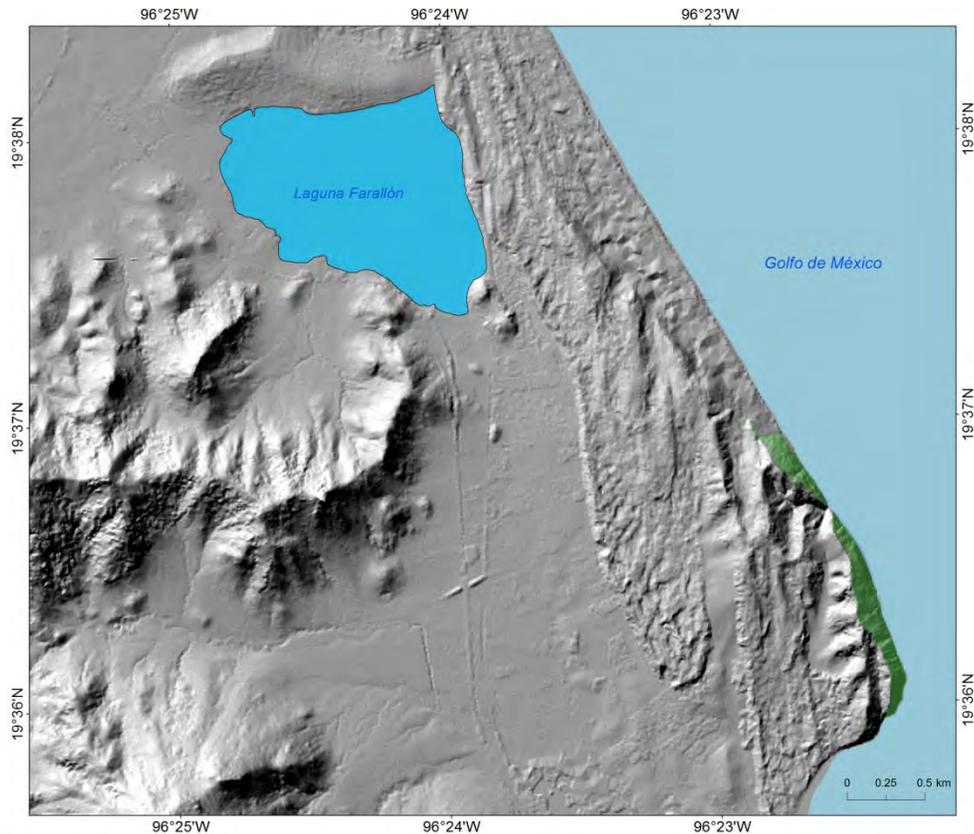


Figura 60. Vertiente acantilada marina en el SE de la barra litoral (en color verde). Esta forma de relieve pone en evidencia los movimientos tectónicos regionales, a partir de secuencias de nichos en la vertical.

8.2. Acantilado: vertiente continental

Su morfología es en gradería como respuesta al acomodo de los materiales que la constituyen; una sucesión de plataformas rocosas (*beach rock*) que se alternan con mantos arenosos marino-eólicos y detritos fluviales.

En esta vertiente los procesos modeladores que predominan son los fluviales; en la parte superior del promontorio se han desarrollado circos erosivos, que funcionan como cuenca de captación de cárcavas y barrancos. Hay que mencionar, que el cauce principal ha desarrollado llanuras aluviales que se cubren por mantos eólicos en la época de estiaje.

Las laderas presentan una inclinación del terreno menos abrupta que su opuesta, en este caso, la pendiente varia de 10° a 20°, su altitud es de 90 msnm y ocupa un área de 0.62 km² (Fig. 61).

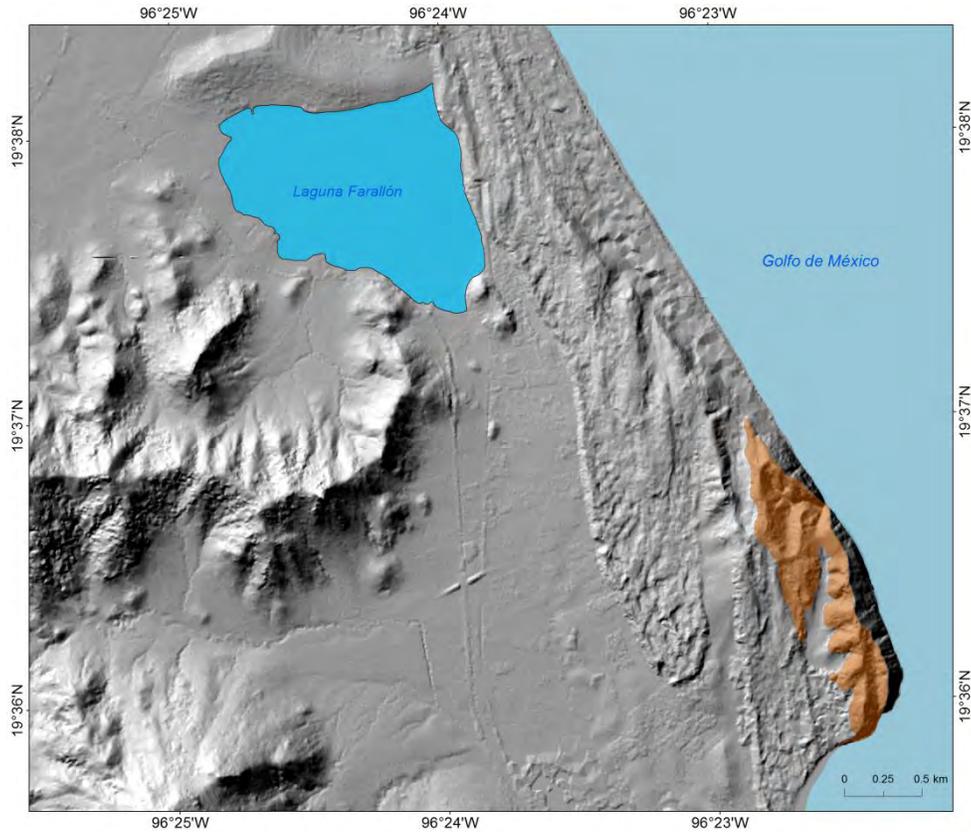


Figura 61. Vertiente acantilada continental (en color café). Este flanco es menos abrupto que su opuesto y se caracteriza por un predominio de la actividad fluvial, tanto erosiva (circos activos) como acumulativa (llanuras aluviales).

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Cimas. Es la porción más alta de una elevación, este rasgo sirve como referencia altitudinal y morfológica.

- A) Convexas
- B) Agudas

C) Planas y alargadas

Escarpes. Pueden ser de origen erosivo y litológico.

Contactos.

A) Reales: Indican límites bien definidos.

B) Inferidos: Muestran las fronteras entre formas de relieve en las que los procesos erosivos y acumulativos dificultan su reconocimiento.

Altura relativa entre estructuras. Representa la disposición vertical que guardan unas formas con respecto a otras, de esta manera es posible determinar una edad relativa del relieve y reconstruir secuencias evolutivas.

4.2. Análisis comparativo de la cartografía geomorfológica de 1973, 1991, 1994, 2007 y 2016.

En este apartado se analiza el relieve que tiene la particularidad de cambiar su espacialidad, asociación y morfología en periodos cortos de tiempo (día, mes o año), característica que determina su génesis y dinámica, en este caso es exógena y de ella, la eólica.

En la zona de estudio existen otros relieves cuya morfología cambia en periodos de tiempo muy largo o imperceptible, se trata del volcánico (endógeno modelado), este grupo por ser más estable y modificar su aspecto en un rango temporal mayor (tiempo geológico), no forma parte de este análisis.

Los mapas geomorfológicos comprenden un periodo de 43 años, su análisis en conjunto permitió reconocer cambios espaciales, morfológicos y dinámicos de las siguientes formas eólicas:

- Dunas parabólicas complejas
- Cordones arenosos
- Mantos arenosos discontinuos de poco espesor
- Montículos arenosos irregulares

En general, se puede afirmar que el relieve eólico de la zona de estudio tiende a disminuir en área y a simplificar su morfología; en este hecho, la actividad humana ha tenido influencia y es un tema de discusión en este apartado.

Antes de comparar y hacer evidente la evolución que han tenido las formas de origen eólico en los cinco mapas geomorfológicos (*ver* anexo cartográfico), hay que mencionar que este tipo de relieve representa el 25 % en la zona de estudio y con el fin de lograr un manejo claro y gráfico de todos los elementos que integran el grupo de análisis, el porcentaje mencionado se considera a partir de este momento como un cien por ciento.

La morfología de los depósitos de arena depende de la intensidad del viento, existencia de material disponible, ausencia de obstáculos, disponibilidad de espacio y presencia o ausencia de vegetación. Estos aspectos tienen reflejo en el área que llegan a ocupar las formas eólicas, de ahí la importancia de considerar este factor como punto de partida de este análisis. En este marco, la Fig. 62

muestra los cambios en superficie a lo largo de 43 años de los elementos en cuestión y a continuación se explican.

Formas eólicas activas	Área en km ²				
	1973*	1991*	1994*	2007*	2016*
Dunas parabólicas complejas	2.70	1.39	1.45	1.31	0.60
Cordones arenosos	0.99				
Mantos arenosos discontinuos de poco espesor	0.33				
Montículos arenosos irregulares	0.05		0.05		

*Año de la fotografía aérea con la que se elaboró el mapa geomorfológico

Figura 62. Formas eólicas activas, todas ellas son parte de la barra litoral. La tabla muestra los cambios de área en un periodo de 43 años. Los espacios en blanco indican un cambio de dinámica, es decir, de proceso activo a inactivo. La aparición de un nuevo elemento denota lo contrario.

4.2.1. Relieve eólico en 1973

Las dunas parabólicas complejas son la unidad de mayor presencia, ocupan una extensión de 2.7 km² (Fig. 62) y se distribuyen de la barra litoral hacia el continente, representan el 47% en este año (Fig. 63).

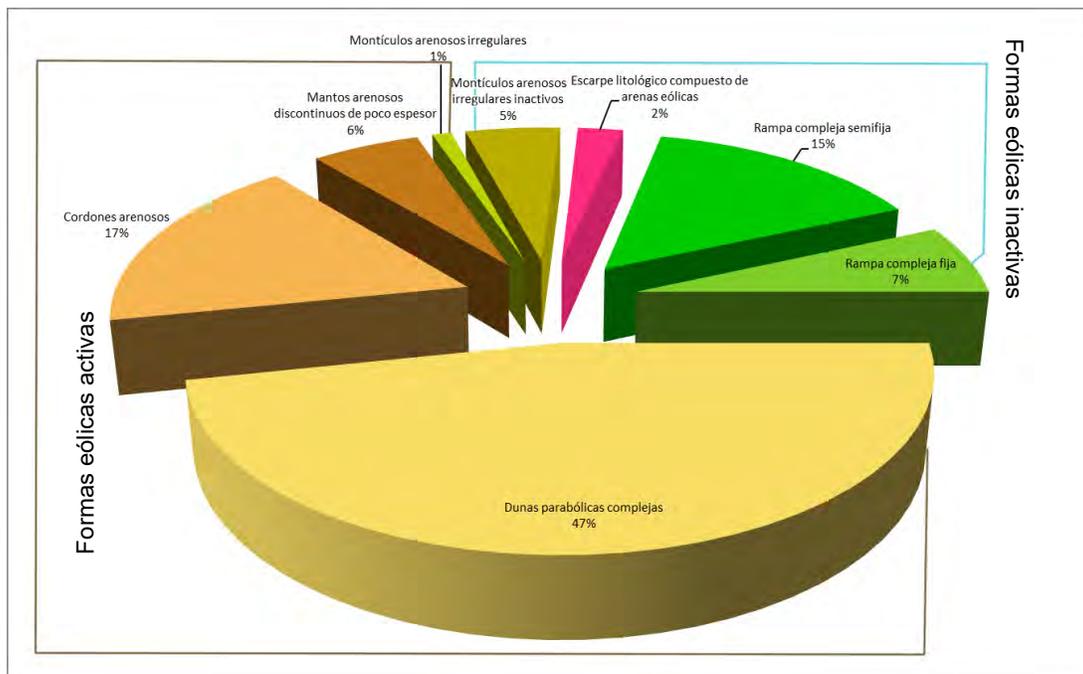


Figura 63. Relieve eólico representado en el mapa geomorfológico de 1973, en donde los elementos más dinámicos son las dunas parabólicas complejas, los cordones arenosos, los mantos arenosos discontinuos de poco espesor y los montículos arenosos irregulares.

El origen de las dunas parabólicas complejas tiene relación con la carga vertida al mar de los ríos Tecolutla y Nautla, localizados al NW de la zona de estudio. Este factor, junto con la existencia de una corriente de deriva constante en dirección SE, favorece el crecimiento y permanencia de la barra. Esta estructura ocupa el frente continental del territorio que se analiza y sirve como dique natural de numerosas lagunas costeras.

La barra litoral representa la fuente de alimentación de las formas en cuestión; a este hecho, se suma la dirección preferencial del viento (NW-SE), que contribuye a su crecimiento y avance. Hay que mencionar, que no existen datos específicos para esta temporalidad; al respecto (SEMAR, 2002 en Peresbarbosa, 2005), argumenta que la ocurrencia y la intensidad ha sido constante, de este factor depende el movimiento de detritos hacia el continente. De ahí que las dunas parabólicas complejas sea un relieve activo y siempre estén presentes en la cartografía realizada (Fig. 62).

La existencia de los cordones de arena se explica a partir de su localización, a sotavento de las elevaciones aisladas constituidas de secuencias de *beach rock* y que alcanzan hasta los 80 msnm. Su posición los mantiene a resguardo y permite que estén presentes en la cartografía de 1973.

Los mantos de arena discontinuos de poco espesor se localizan sobre las elevaciones aisladas, las cubre a manera de *manchones* y su presencia se asocia con vegetación arbustiva, que *atrapa* los detritos (deflación) y los mantiene por un

periodo de tiempo fijo, hasta que son removidos por el agua de lluvia hacia la base de la estructura.

Los montículos arenosos irregulares se localizan en el extremo sur de la barra litoral, su origen se vincula con vientos intensos generados por *nortes* o ciclones, que al transportar la arena hacia continente y no poder avanzar al interior, por la existencia de formas de relieve de mayor altura, las retienen y crean campos de lomeríos sin una morfología definida entre la playa y la superficie exlagunar.

4.2.2. Relieve eólico en 1991

Las dunas parabólicas complejas en este año disminuyeron en área (1.39 km^2), un poco menos de la mitad de la superficie que ocuparon en 1973 (2.70 km^2) (Figs. 62 y 64). La explicación de este hecho tiene tres variantes, la primera, está relacionada con la vegetación. Para este año, las cortinas rompevientos (Fig. 21), sembradas con anterioridad ya habían alcanzado la altura suficiente para fijar el movimiento de las dunas parabólicas complejas hacia el interior del continente, estas *paredes vivas* no fueron las únicas responsables de la aparente estabilidad, en esto tuvo que ver la proliferación de vegetación rastrera (Fig. 22).

La segunda está relacionada con la práctica agrícola intensiva que tiene desarrollo en rampas complejas y en la superficie exlagunar, los detritos eólicos que llegan a depositarse sobre estos terrenos quedan retenidos por la humedad que existe. Hay que mencionar que sobre estas áreas se usan sistemas de regadío para proveer del líquido vital al cultivo (goteo e inundación), y que de alguna manera no permiten que las arenas avancen al interior del continente. Los terrenos agrícolas

al hacer frontera con los campos de dunas, funcionan como una barrera que frena el movimiento.

La precipitación es el tercer factor que está relacionado con la reducción en área, de las dunas parabólicas complejas. De acuerdo con INECOL (2015), en 1991 la precipitación fue de 1472 mm (promedio anual) y la humedad en el suelo no permitió el avance de los detritos eólicos.

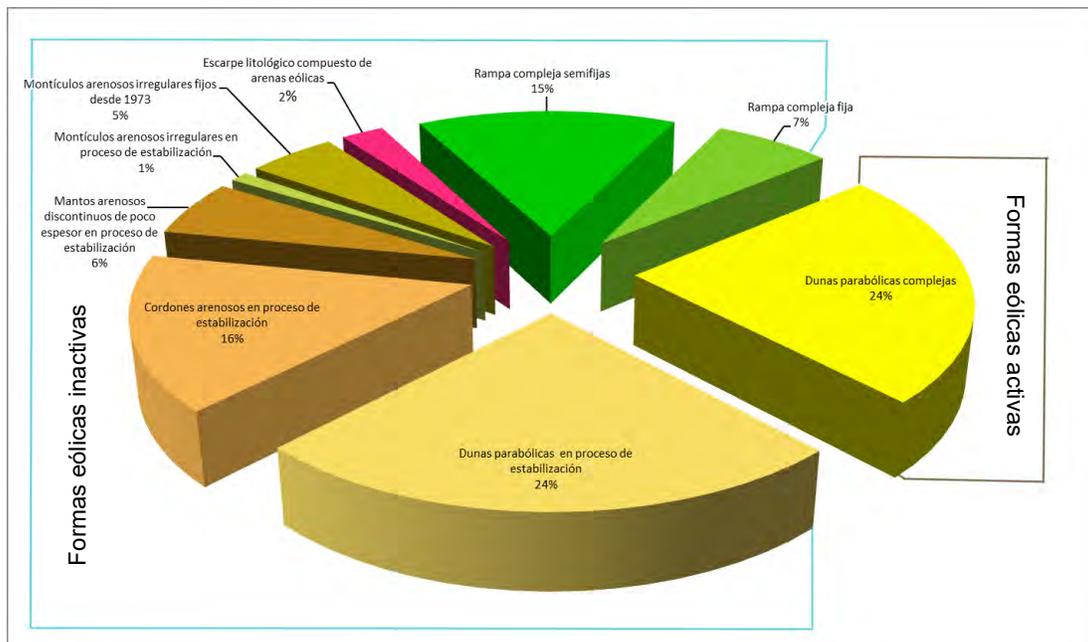


Figura 64. Relieve eólico correspondiente a la cartografía geomorfológica de 1991. En esta gráfica se hace evidente la disminución en área de las dunas parabólicas complejas.

4.2.3. Relieve eólico en 1994

Las dunas parabólicas complejas presentan una extensión menor (1.45 km²), con respecto a 1973 y un ligero incremento a diferencia de 1991. Si se comparan las superficies de estos dos años con la de 1994 se observa una tendencia a la disminución en área (Fig. 62).

El análisis de las fotografías aéreas y la elaboración de la cartografía geomorfológica nos dió la explicación, al evidenciar el avance de las dunas parabólicas complejas sobre cordones arenosos y mantos discontinuos de poco espesor, las primeras sepultaron a las segundas, de manera constante.

Con respecto a los montículos arenosos irregulares, mismos que aparecen inactivos en la cartografía de 1991, en el mapa en cuestión, se reactivan (Fig. 62). La causa del cambio de dinámica se desconoce y se considera para explicar este proceso, la existencia de fuertes vientos con una dirección preferencial hacia el NE, probablemente asociados a *nortes* o huracanes. Hay que mencionar, que no existe un dato específico (Cap. 2), que pueda explicar el movimiento de detritos (Fig. 65).

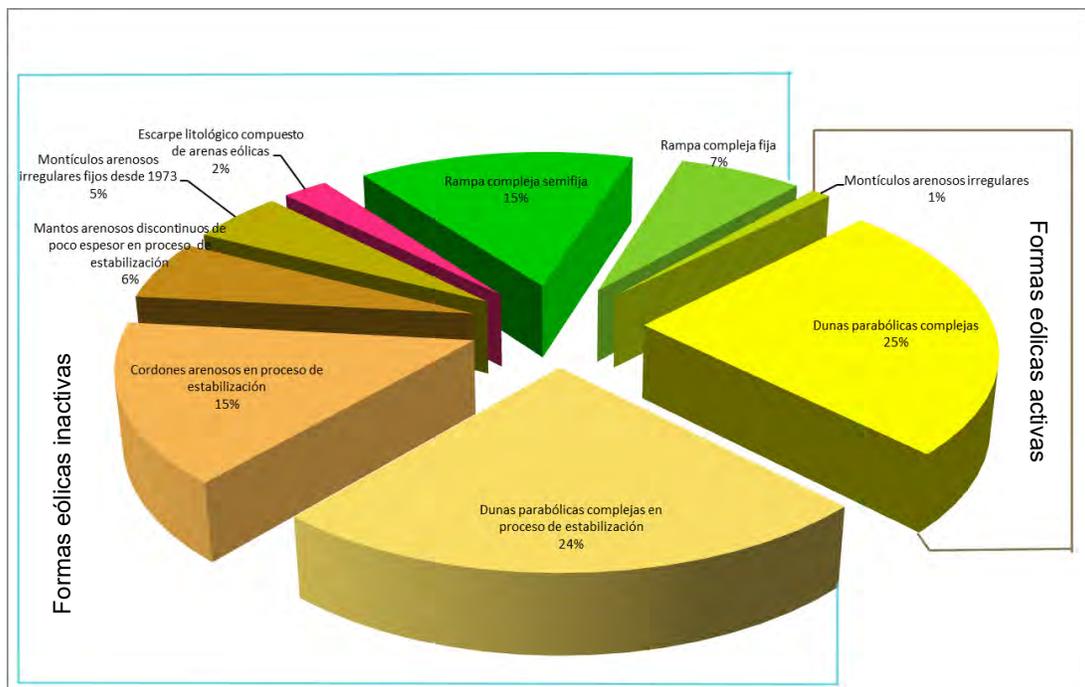


Figura 65. Relieve acumulado eólico en 1994. Se observa un ligero incremento en el área de las dunas parabólicas complejas en comparación con la cartografía de 1991 y los montículos arenosos irregulares se suman al grupo de formas eólicas activas.

4.2.4. Relieve eólico en 2007

En este mapa el área que ocupan las dunas parabólicas complejas se reduce a 1.31 km² (Fig. 62). La explicación se vincula con la existencia de una carpeta vegetal densa, que propicia la inmovilidad y la simplificación de su morfología. A partir de esta fecha, la trasgresión de las dunas parabólicas complejas se realiza en superficies de menor pendiente y donde no existe cubierta vegetal. El incremento en área del relieve eólico inactivo es evidente en la fig. 66.

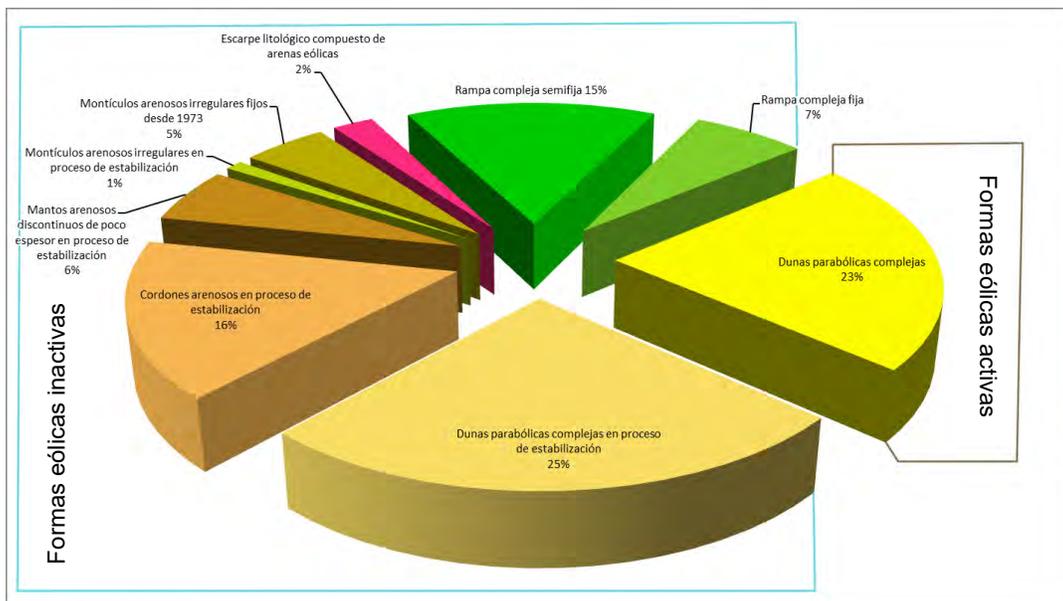


Figura 66. Relieve acumulativo eólico en 2007. Las formas de relieve eólico inactivo aumentaron en área, respecto a las activas.

4.2.5. Relieve eólico en 2016

Las dunas parabólicas complejas presentan la menor área en 43 años (1973-2016), se reducen 2.1 km² con respecto a la cartografía de 1973 (Fig. 62). Los factores que están relacionados con este hecho son la agricultura y el desarrollo de una cubierta vegetal más densa, tanto natural como inducida. Lo que ha

propiciado la aparición de sombras eólicas sobre la vegetación que crece en los montículos arenosos (Figs. 67 y 68). Esta forma de relieve no es nueva, responde a un cambio de dinámica y se puede observar en el mapa correspondiente.

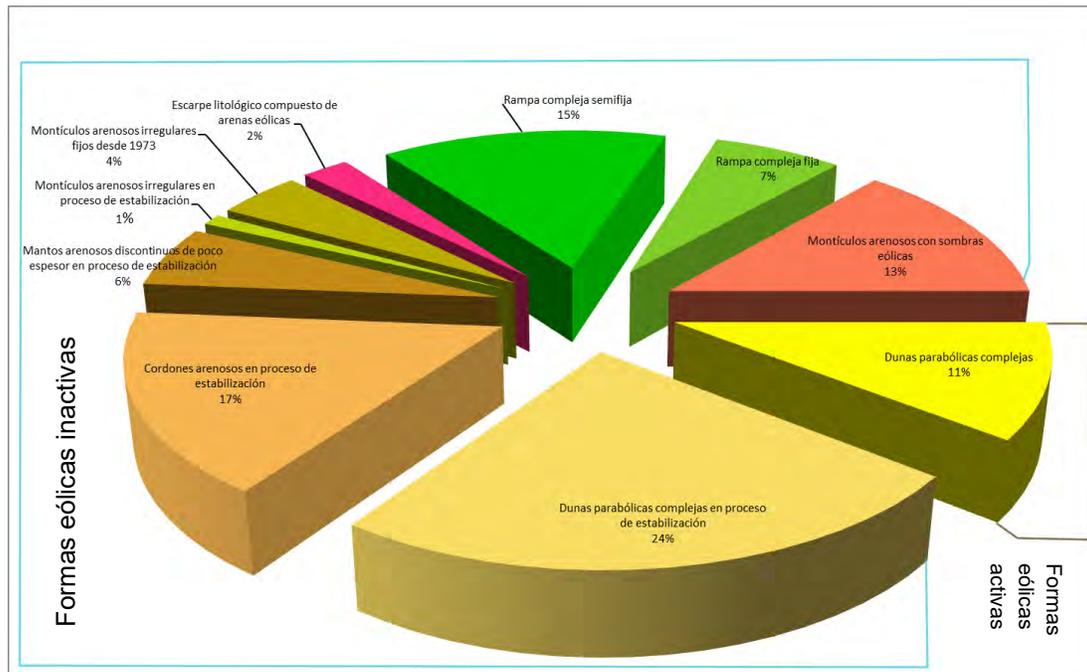


Figura 67. Relieve acumulativo eólico en 2016. Las dunas parabólicas complejas presentan una superficie muy reducida con respecto a sus cartografías anteriores. Llama la atención que los montículos arenosos con sombras eólicas han ganado un territorio importante.



Figura 68. Montículos arenosos con sombras eólicas, éstas últimas se ven favorecidas por la proliferación de la *ipomea pes-caprae* (Noviembre, 2016).

El trabajo de campo mostró que el área que ocupan las dunas parabólicas complejas, representa una superficie reducida, localizada a barlovento de la barra litoral (Fig. 69).



Figura 69. Dunas parabólicas complejas localizadas a barlovento de la barra litoral, se observa que la topografía y la vegetación no permiten su avance al interior del continente, lo que favorece su crecimiento en la vertical (Noviembre, 2016).

Al interior de los campos de dunas parabólicas complejas, se observa el emplazamiento de una cubierta vegetal rastrera que obedece a un aumento de humedad asociado a lluvias, o bien, por la cercanía de un cuerpo lagunar, lo que hace que poco a poco, el conjunto arenoso comience a estabilizarse (Fig. 70).



Figura 70. Emplazamiento de vegetación rastrera al interior de una cuenca de deflación en el campo de dunas parabólicas complejas (Noviembre, 2016).

Por último, hay que decir que la cartografía geomorfológica es un documento novedoso que por primera vez se presenta a escala 1:20 000 de la zona de Farallón, Veracruz. El mapa es una herramienta esencial para el uso y manejo de recursos naturales, así como para el ordenamiento territorial, por ser un inventario en donde las formas del relieve están clasificadas por su génesis, morfología, evolución, edad y dinámica. Esta última de gran importancia para la planeación y aprovechamiento de este territorio.

El mapa muestra de manera clara y detallada la articulación que existe entre formas de origen volcánico, lagunares y eólicas. Este documento permite conocer las relaciones genéticas y dinámicas (evolución) de los elementos mencionados en el sector más oriental del Cinturón Volcánico Mexicano.

La cartografía hace evidente que la dinámica eólica es la más relevante en la región, por ello se analiza y representa en cinco mapas geomorfológicos que comprenden un periodo de 43 años.

El relieve eólico es acumulativo, en su mayor parte, y en general tiende a reducirse en área y simplificar la morfología de las formas que lo integran. En este marco, hay que decir que la actividad humana ha influido en esta dinámica con el cambio de uso de suelo de este territorio, aprovechando las superficies exlagunares y las rampas complejas para convertirlas en terrenos agrícolas de regadío. Los nuevos cultivos y la introducción de nuevas especies vegetales, contribuyen a que la dinámica natural se revierta y de esta manera, los campos eólicos reduzcan su área y frenen su avance.

Conclusiones

El marco teórico conceptual permitió reconocer las taxonomías que analizan el litoral del Golfo de México. Se seleccionó la clasificación más funcional para la zona de estudio y se estipuló que la playa Farallón corresponde a un sector de la costa de origen acumulativo. Es en este apartado donde se crea una primera clasificación morfológica, que trata de seis regiones que vinculan la forma y los tipos de relieve continental-litoral-marino, presentes en el territorio que se estudia.

El análisis del medio físico-geográfico permitió identificar el vínculo que existe entre el relieve, el clima (viento, temperatura, precipitación-humedad), la vegetación y el medio marino. Se reconoció que el viento, la humedad y el desarrollo de la cubierta vegetal son los elementos que determinan la morfología y su evolución. La intensidad o la manifestación extraordinaria de cualquier factor climático o marino, condiciona una dinámica muy puntual en los procesos que se desarrollan (erosivos-acumulativos) y que se ven reflejados en el relieve.

El análisis geológico-tectónico a nivel regional permitió conocer el origen y la distribución de los materiales que integran el sector más distal del Cinturón Volcánico Mexicano y las secuencias litológicas que caracterizan a la Planicie del Golfo de México.

El análisis geológico de la zona de estudio funcionó para identificar la litología y con ello reconocer la resistencia de los materiales que influyen en los procesos de modelado, principalmente los asociados a la erosión y depositación continental-marino. Por su parte, la tectónica en el área, se hace evidente por la presencia de

lineamientos (escarpes), asociados a levantamientos y al basculamiento de la barra litoral. El proceso antes mencionado ha sido determinante en la disposición de la morfología y en el acomodo de materiales sobre esta estructura.

El análisis de las fluctuaciones y pulsaciones del nivel del mar en la zona que se estudia, son otro elemento fundamental, que posibilita entender las modificaciones que ha presentado la columna estratigráfica durante la última fase del Cuaternario, estas etapas acumulativas han quedado evidenciadas con la presencia de depósitos arenosos y cordones litorales.

El análisis geomorfológico trata de cinco mapas detallados a escala 1:20 000, cada uno de ellos expone una leyenda explicativa, donde se vinculan elementos geológicos, climáticos y topográficos. Se presenta un *inventario* y explicación de formas, procesos modeladores y dinámica del relieve. En el mapa de 1973 son 23 unidades, que clasificadas de acuerdo a su génesis se tienen 6 de origen endógeno modelado y 17 exógenas; la cartografía de 1991, 1994 y 2007 consta de 18 exógenas, por el anexo de las dunas parabólicas complejas inactivas, en total son 24 unidades; la de 2016 está constituida de 25 unidades, debido a la implementación de los montículos arenosos con sombras eólicas.

A través de la cartografía geomorfológica fue posible establecer la evolución y la dinámica del relieve en la barra litoral, modificado principalmente por la actividad eólica (viento), marina (faces de erosión-depósito), biológica (emplazamiento de vegetación) y antrópica (inducción de especies). Dentro de este marco, se afirma en esta investigación, que los últimos dos elementos, han influido de manera

decisiva en la fijación de los sedimentos que constituyen las diversas formas eólicas en el campo dunar el Farallón.

La importancia de toda la cartografía geomorfológica de la zona, radica en el hecho de ser la primera vez que se realiza un análisis dinámico y morfológico de 43 años de playa Farallón. Todos los mapas realizados son una propuesta de evolución de la barra litoral y los documentos finales, contribuyen al conocimiento científico de las superficies eólicas en las franjas costeras. Hay que mencionar que el método y la información que se ofrece pueden servir como ejemplo para la comprensión de territorios similares.

La cartografía realizada en esta investigación es el punto de partida para el desarrollo de futuros trabajos que mejoren el conocimiento de estos ambientes, dentro de las diversas áreas del conocimiento de Ciencias de la Tierra y los relacionados con la planificación del espacio o con el uso y manejo del territorio (geomorfositos), y que funcione como parámetro de entrada en el estudio del cambio climático y hábitat de ecosistemas (naturales e inducidos) en estos relieves costeros.

Por último hay que mencionar, que las formas de relieve eólico son estructuras frágiles y sensibles, por la composición de los materiales que las integran, fácil de modificarse bajo impulsos naturales y antrópicos. En playa Farallón se debe considerar el cuidado, mantenimiento y estado de conservación, como prioridad básica para el manejo ambiental.

Bibliografía

Aguayo, J. y Trápaga, R. (2001). Geodinámica de México y minerales del mar. Cap. III. Tectónica Actual de México, Fondo de Cultura Económica, 146 pp.

Beatley, D., Brower y Schwab, K. (2002). An introduction to coastal zone management. 2ª ed. Island Press, Washington, 210 pp.

Bird, E. (2000). Coastal Geomorphology. An Introduction. 2ª ed. J. Wiley, New York, 322 pp.

Breed, C. S., McCauley, J. F. y Davis, P. A. (1987). Sand Sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars. En Frostick, L.E. y Reid, I. (Eds): Desert Sediments, Ancient and Modern. Blackwell. Oxford, 337-360 pp.

Bryant, W., John, A., Maurice, E. y Bill, J. (1968). Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 52, p. 1204-1228.

Buffler, R. T., Shaub, F. J., Worzel, J. L. y Watkins, J. S. (1979). Gravity-slide origin for Mexican Ridges Foldbelt, southwestern Gulf of Mexico: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 63, p. 426.

Bullard, E. J. (1965). The fit of continents around the Atlantic. In Blackett. P.M.S. Bullard. E. C. and Runcorn, S. K. A symposium on continental drift. Royal Soc. of London Philosophical transaction, ser. A. 28: 41-45.

Burgos, L. y Celhay, F. (2006). Nuevos antecedentes petrográficos y geoquímicos del “Pórfido andesítico” Yacimiento El Teniente. Superintendencia Geología, División El Teniente, CODELCO-Chile. XI Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. 2, Geología económica, 4 pp.

Cantagrel, J. M. y Robin, C. (1979). K-Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks, relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 5, pp. 99-114.

Carrasco-Nuñez, G. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 158: 151-176.

Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 17, núms 5 y 6: 73-96.

Carrillo-Bravo, J. (1971). La plataforma de Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 23, núms 1-6: 1-112.

Castillo-Campos, G., Dávila-Aranda, P., Zavala-Hurtado, J. (2007). La selva baja caducifolia en una corriente de lava volcánica en el centro de Veracruz: Lista florística de la flora vascular. Departamento de biodiversidad y Sistemática, Instituto de Ecología. A.C., 20 pp.

CONAGUA (2013). Comisión Nacional del Agua. Programa de medidas preventivas y de mitigación de la sequía. Consejo de cuenca de los ríos Tuxpán al Jamapa. Secretaria de Medio ambiente y Recursos naturales, 13-28 pp.

COREMI (1994). Consejo de Recursos Minerales. Monografía Geológico-Minera del Estado de Veracruz, Secretaria de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaria de Minas , México, 123 pp. Con mapas.

De Andrés J. R. y Gracia F. J. (2000). Geomorfología Litoral, Procesos activos. Sociedad española de Geomorfología, 255 pp.

De Cserna, Zoltan. (1981). Margen continental de colisión activo en la parte suroccidental del Golfo de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 255-261.

De la Lanza Espino y Cáceres-Martínez, C. (eds) (1994). Lagunas costeras y el litoral Mexicano. UNAM-UABCS, 525 pp.

Demant, A. (1982). Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. UNAM, Instituto de Geología, Revista, Vol. 5, Núm. 2, pp. 217-222.

Donoghue, J. F. (1993). Late Wisconsinan and Holocene depositional history, northeastern Gulf of Mexico, Marine Geology, 112, pp. 185-205.

ESRI (2010). *ArcGIS Desktop*: Release 10.1. Redlands, California: Environmental Systems Research Institute.

Fairbridge, R. (2004). Classification of coast. *Journal of Coastal Research*, 20 (1). pp. 155-165.

Fernández, J. y Velasco, M. (2007). Manual de restauración de dunas costeras. Ministerio de Medio Ambiente, Gobierno de España, pp. 16-73.

Ferrari, L. (2005). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic vulcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 146: 284-306.

Florescano, E. y Ortiz-Escamilla, J. (2010). Atlas del Patrimonio Natural, Histórico y Cultural de Veracruz, Universidad Veracruzana, 146 pp.

Freeland, G. y Dietz, R. (1971). Plate Tectonic evolution of Caribbean-Gulf of Mexico region. *Nature*, 232 pp.

García, A. y Mendoza, K. (2010). Provincias Fisiográficas. En Alcántara, I. y Delgado, J. (Comp.). *Geografía Física de México*, Instituto de Geografía, UNAM, pp. 55-66.

García, E. (1987). Modificaciones al Sistema de Clasificación climática de Köppen. Instituto de Geografía, UNAM, Serie libros, Núm. 6, pp. 90.

Geissert, D. y Dubroeuq, D. (1995). Influencia de la Geomorfología en la evolución de los suelos de dunas costeras en Veracruz, México. *Investigaciones Geográficas*, Núm. Especial 3. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 16 pp.

Geissert, D. (1999). Regionalización geomorfológica del estado de Veracruz. *Investigaciones Geográficas*, Núm. 40. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, pp. 24-28.

Geissert, D. (2006). Procesos y cambios., En: Moreno-Casasola P. (Comp.). *Entornos Veracruzanos: la costa de La Mancha*. Instituto de Ecología A.C. Xalapa, Ver., México, pp. 115-126.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., Ferrari, L. (2005). Patogénesis ígnea de la faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, Núm 3, pp. 227-283.

González-Alvarado, J. (1976). Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma de Córdoba y principales campos productores. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo XXXVII, No. 2, pp. 53-60.

Gorshkov, G. y Yakushova, A. (1977). *Geología General*. Ed. Mir. Moscú. 574 pp.

Gracia, F. J., Benavente, J., Anfuso, G. (2000). Clasificación de costas y ambientes litorales., en De Andrés, J. R. y Gracia, F. J. (eds). *Geomorfología Litoral*, Procesos activos, España, pp. 13-29.

Guevara, S. P., Moreno-Casasola, P., Castillo-Campos, G., Dorantes, C., González-García, F., Halffter, G., Isunza, E., Lot, H. A., Paradowska, K., Priego, A., Sánchez, V. G., Vásquez, G. (2008). 30 años en el paisaje costero veracruzano, Tomo I y II: Central nucleoelectrica Laguna Verde. Comisión Federal de Electricidad e Instituto de Ecología, A.C., Veracruz, pp. 220.

Gutiérrez, E. M. (2008). Geomorfología. edit. PEARSON Prentice Hall, pp. 353-416.

Hernández, T. H., Priego, S. A., López, P. J., Isunza, V. E. (2006). Los paisajes físico-geográficos de los manglares de la Laguna de la Mancha, Veracruz, México. *Interciencia*. VOL. 31, Núm. 3, pp. 211-219.

Hernández, U. A., Cirilo, B. M., Díaz, J. (2010). Reseña del huracán "Karl" del Océano Atlántico, Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional, CONAGUA, 14 pp.

Hesp, P. (2000). Coastal sand dunes. Form and function. Massey University, CDVN Technical Bulletin No. 4, 29 pp.

Hesp, P. (2002). Foredunes and blowouts: Initiation geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, Vol. 48. pp. 245-268.

Hesp, P., Martínez, M., Miot da Silva, G., Rodríguez-Revelo, N., Gutiérrez, E., Humanes, A., Laínez D., Montaña, I., Palacios, V., Quesada, A., Storero, L., González, G., Trochine, C. (2010). Transgressive dunefield landforms and vegetation associations Doña Juana, Veracruz, México. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 11 pp.

INECOL (2015). Instituto de Ecología, A.C. Centro de Investigación Costera la Mancha (CICOLMA), datos de la Estación Meteorológica del periodo 1980-2011.

Klaus, D. (1973). Las invasiones de aire frío en los trópicos a sotavento de las montañas Rocallosas. *Geofísica Internacional*, Vol. 13, Núm, 2, pp. 99-143.

Kocurek, G. y Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm climaticolian sand sheets. *Sedimentology*, 33. 795-816.

Kocurek, G., Townsley, M., Yeh, E., Sweet, M. y Havholm (1992). Dune and dune-field development stages of Padre Island, Texas: effects of lee airflow and sand saturation levels and implications for interdune deposition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 622-633.

Komar, P. D. (1998). *Beach Processes and sedimentation*. 2nd. Ed., Prentice Hall, 544 pp.

Llanos, A. J. y Cervantes, P. J. (1996). *Vientos máximos en el estado de Veracruz*. Comisión Nacional del Agua. Xalapa, Veracruz, 24 pp.

López-Infanzón, M. (1991). Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco–Palma Sola area, central Veracruz, Mexico. M. Sc. thesis, Tulane University, New Orleans, 1991.

López-Portillo, J., Martínez, M. L., Hesp, P., Hernández, J., Méndez, A., Vásquez-Reyes, V., Gomes, L., Jiménez-Orocio, y Gachuz, S. (2011). *Atlas de las costas de Veracruz. Manglares y Dunas Costeras*. Secretaria de Educación del Gobierno del Estado de Veracruz. Universidad Veracruzana, 248 pp.

López-Ramos, E. (1981). Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, vol. 5, Núm, 2 pp. 158-177.

López-Ramos, E. (1989). Carta Geológica del Estado de Veracruz. Instituto de Geología, UNAM.

Lugo, H. J. (1990). El Relieve de la República Mexicana. Revista del Instituto de Geología, Vol. 9, Núm. 1, pp. 94-95.

Lugo, H. J. (1991). Elementos de Geomorfología aplicada (métodos cartográficos). Instituto de Geografía, UNAM, México.

Lugo, H. J. (2011). Diccionario Geomorfológico. Instituto de Geografía UNAM, 480 pp.

Lugo, H. J. y Córdova, C. (1992). Regionalización Geomorfológica de la República Mexicana. Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, Núm., 25 pp.

Malpica-Cruz, V. (1987). Proceso de fosilización de manglares asociados a una zona neotectónica en la costa central de Veracruz. Revista del Instituto de Geología, Vol. 7, Núm, 1, pp. 123-124.

Malpica-Cruz, V. M. y Silva-Mora, L. (en prensa) Dinámica litosfera en el extreme oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. Academia Mexicana de Ingeniería, Alternativas Tecnológicas.

Martínez, P. y Flor, G. (1991). Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (Zona Oriental de Cantabria, no de España. Estudios Geológicos, Área de Estratigrafía (Departamento de Geología), Universidad de Oviedo, Universidad de Cantabria, Núm, 47, pp. 317-337.

Masselink, G. y Hughes, M. G. (2003). *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Arnold. London, 354 pp.

Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra Chichinautzin volcanic fields Trans-Mexican volcanic belt. *Tectonophysics* 486, pp.

Medina, C. A., Salazar, C. T., Álvarez, P. J. (2010). *Fisiografía y suelos*. Universidad Veracruzana, pp. 31-35.

Morales-Mávil, J. E. y Guzmán-Guzmán, S. (1994). *Fauna silvestre de la zona de La Mancha, Veracruz, México*. Facultad de Biología, Universidad Veracruzana, Xalapa Veracruz, 80 pp.

Morán-Zenteno, D. (1984). *Geología de la República Mexicana*. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 14 pp.

Moreno-Casasola, P. (1982). *Playas y dunas*. Instituto de Ecología, Xalapa, 29 pp.

Moreno-Casasola, P. (2003). *Ficha informativa de los humedales de RAMSAR*. Instituto de Ecología A.C. Xalapa, Veracruz, 11 pp.

Mossman, R. W. y Viniegra-Osorio, F. (1976). Complex fault structures in Veracruz province of Mexico: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v.60, pp. 379-388.

Negendank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H. y Wehrle, D. (1985). Geological and geochemical investigations on the eastern Transmexican Volcanic Belt. *Boletín Instituto de Geografía*, Vol. 24-4, pp. 477-575.

Nelson, S. A. y González-Caver, E. (1992). Geology and K-Ar dating on the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, México. Bull Volcanol. 55: 85-96.

Ortega-Gutiérrez, F. (1992). Carta Geológica de la República Mexicana. Escala 1:2 000 000. Comp. Instituto de Geología, UNAM.

Ortiz, L. L., Arceo, B. P., Granados, B. A., Granados, B. A., Salas, M. D., Jiménez, B. M. (2010). Zona Costera Veracruzana. Universidad Veracruzana, pp. 125-131.

Ortiz, P. M. (1996). Características Físicas de las costas. Base para su regionalización. El caso de la costa Veracruzana., 15 pp.

Ortiz, P. M. y Espinosa, R. L. (1991). Clasificación geomorfológica de las costas de México. Geografía y desarrollo 2 (6) 2-9 pp.

Ortiz, P. M. y Méndez, L. A. (2000). Componentes naturales y de uso de suelo vulnerables a las variaciones del nivel del mar en la costa atlántica de México. Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, Núm. 41 pp.

Ortiz, P. M. y De la Lanza, E. (2006). Diferenciación del espacio costero de México: Un inventario Regional. Instituto de Geografía, UNAM, Geografía para el siglo XXI, 139 pp.

Padilla, S. R. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIX, Núm. 1, p. 19-42.

Parrotta, A. J. (1993). Casuarina Equisetifolia. L. ex J.R. & G. Forst. Department of agriculture, Forest Service, Southern Forest Experiment Station, 16 pp.

Peresbarbosa, R. E. (2005). Hacia un diagnóstico de la zona costera de Veracruz y un manejo integral de la zona costera. PRONATURA, A. C. Capítulo de Veracruz, 91 pp.

Pindell, L. J. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and ProtoCaribbean. *Tectonics*. 4 (1):1-39.

Priego, S. A., Moreno-Casasola, P., Palacio, P. J., López, P. J., Geissert, K. D. (2003). Relación entre la heterogeneidad del paisaje y la riqueza de especies de flora en cuencas costeras del estado de Veracruz, México. *Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, Núm. 52*, pp. 31-52.

Rodríguez, E. S. y Morales, B. W. (2010). *Geología*. Universidad Veracruzana, pp. 44-57.

Rodríguez, E. S., Mora, G. I., Murrieta, J. H. y Morales, B. W. (2011). *Peligros geológicos más frecuentes en el estado de Veracruz*. Biblioteca Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz., México, 87 pp.

Ruiz, B. A., Tejeda, M. A., Miranda, A. S., Flores, Z. R. (2010). *Nueva Climatología del estado de Veracruz*. Universidad de Maryland, Universidad Veracruzana, Gobierno del Estado de Veracruz, Cap. III, IV, V, VI, X, XIV, XV, XVI.

Sanjaume, E. y Gracia, J. (Eds). (2011). *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 705 pp.

Simonov, Y. (1985). *Análisis Morfométrico*. Universidad estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS. (en ruso), 30 pp.

SPC (2011). Secretaría de Protección Civil. Atlas Municipal de Riesgos Nivel Básico de Actopan, Gobierno del Estado de Veracruz, 124 pp.

Suter, M. (1987). Orientational data on the state of stress in northeastern Mexico as inferred from stress-induced borehole elongation. *Jour. Geol. Research*, v.92, p. 2617-2626.

Tomlinson, J. R., Serrano, M. I., López, T. M., Zimmerman, J. K. (1996). Land-use dynamics in a post agricultural Puerto Rican landscape (1936-1988). *Biotropica* 28: pp. 525-536.

Travieso-Bello, A. C. (2000). Biodiversidad del paisaje costero de la Mancha, Actopan, Veracruz. Tesis de maestría, Postgrado en Ecología y Manejo de Recursos Naturales, Instituto de Ecología A.C. Xalapa, Veracruz, México, 119 pp.

Travieso-Bello, A. y Campos, A. (2006). Los componentes del paisaje., *En*: Moreno-Casasola P. (Comp.). Entornos Veracruzanos: la costa de La Mancha. Instituto de Ecología A.C. Xalapa, Ver., México, pp. 139-150.

Trenhaile, A. S. (1987). *The Geomorphology of Rock Coast*. Clarendon Press. Oxford, 384 pp.

Zamorano, J. y Alcántara, I. (2010). Aspectos Tectónicos y Geomorfológicos de México. *En* Alcántara, I. y Delgado, J. (Comp.). *Geografía Física de México*, Instituto de Geografía, UNAM, pp. 87-105.

Cartografía

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2007). Carta topográfica de Actopán E14-B28, escala 1:50 000.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2007). *En portal*. Datos vectoriales de la carta topográfica de Actopán E14-B28, escala 1:50 000.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (1995). *En portal*. Datos vectoriales de la Cuenca hidrográfica Papaloapan (25), escala 1:250 000.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2009). *En portal*. Modelo digital de elevación del terreno (MDT), generado mediante LiDAR.

SGM (2001). Servicio Geológico Minero. Carta geológico-minera de Actopan: E14-B28, Veracruz, escala 1:50 000.

SIAP (2016). Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera. *En portal*. Mosaico Nacional de imágenes. SPOT5 y SPOT6.

SPP (1984). Secretaria de Programación y Presupuesto. Hidrología Superficial, Hoja Veracruz. E 14-3. Mapa a color, escala 1:250 000. Instituto de Geografía, Estadística e Informática. México.

UNAM (1990). Atlas Nacional de México. Oceanografía Física 1. Mapa IV. 9.1 y Mapa IV. 9.2. México.

Fotografías aéreas

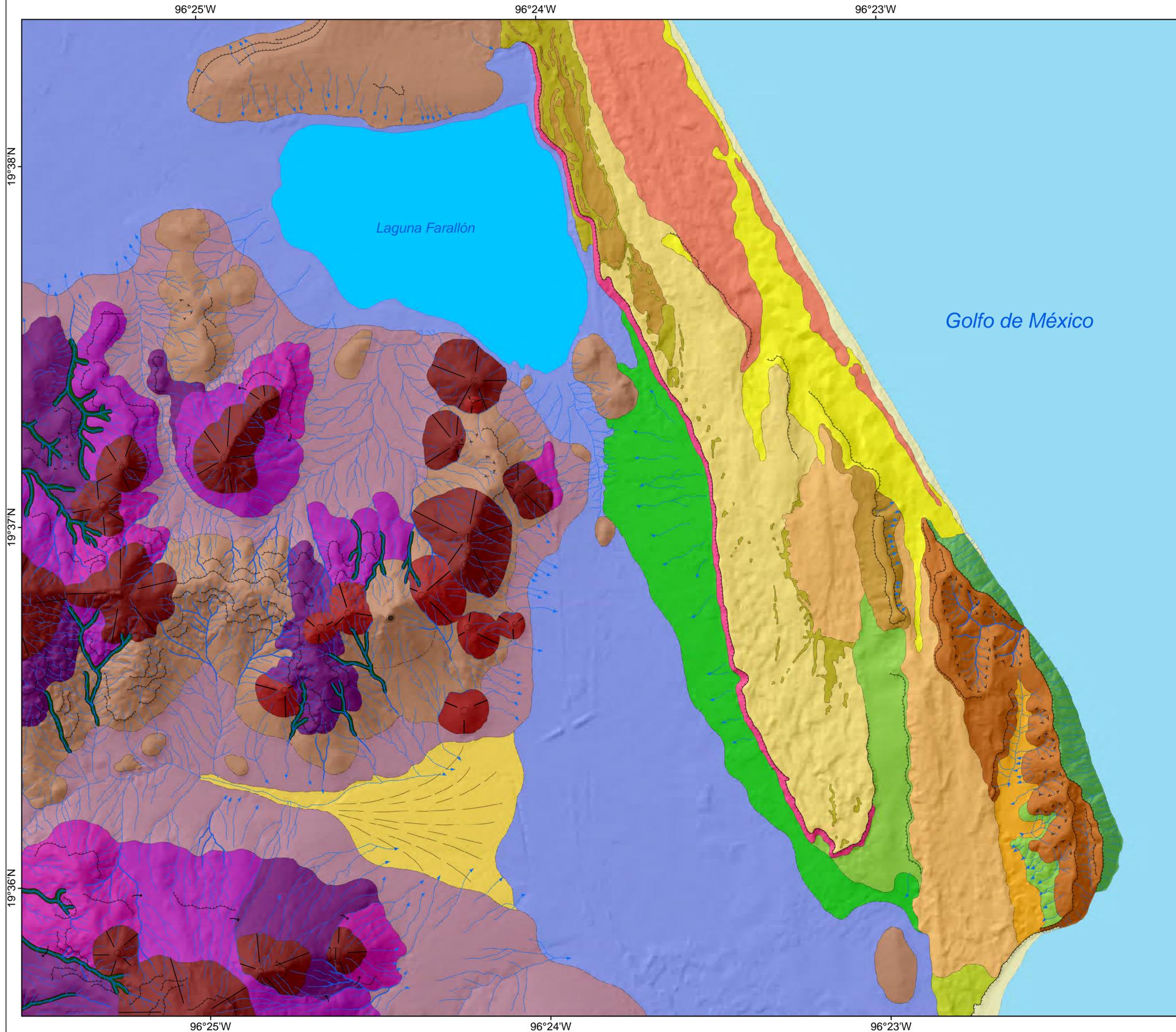
CETENAL (1973). Fotografías aéreas en blanco y negro de Veracruz, escala 1:70 000.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (1991). Fotografías aéreas en blanco y negro de Veracruz, escala 1:75 000.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (1994). Fotografías aéreas en blanco y negro de Veracruz, escala 1:37 500.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2007). Fotografías aéreas a color de Veracruz, escala 1:40 000.

Mapa Geomorfológico de la Zona de Farallón: 2016



I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

1. Volcánico

-  1.1. Volcanes de lava
-  1.2. Domo volcánico
-  1.3. Neck
-  1.4. Flujos de lava
-  1.5. Estructuras volcánicas modelas y/o parcialmente sepultadas
-  1.6. Piedemonte volcánico: coladas de lava cubiertas por piroclastos y modeladas por la acción fluvial

-  6.5. Cordones arenosos en proceso de estabilización
-  6.6. Mantos arenosos discontinuos de poco espesor en proceso de estabilización
-  6.7. Escarpe litológico compuesto de arenas eólicas
-  6.8. Rampas complejas: Superficies eólico-proluvial
 -  A) semifija
 -  B) fijas

II. RELIEVE EXÓGENO

2. Erosivo fluvial

-  2.1. Cárcavas con profundidad < 5 m
-  2.2. Barrancos con profundidad < 10 m
-  2.3. Valle fluvial con profundidad < 15 m
-  2.4. Circos fluviales

-  A) inactivos

3. Acumulativo fluvial

-  3.1. Abanico proluvial
-  3.2. Superficies complejas (aluviales-eólicas)

4. Acumulativo lagunar-aluvial

-  4.1. Planicie exlagunar

5. Acumulativo eólico: activo

-  5.1. Dunas parabólicas complejas

6. Acumulativo eólico: inactivo

-  6.1. Montículos arenosos irregulares fijos desde 1973
-  6.2. Montículos arenosos irregulares en proceso de estabilización
-  6.3. Montículos arenosos con sombras eólicas
-  6.4. Dunas parabólicas complejas en proceso de estabilización

7. Acumulativo marino

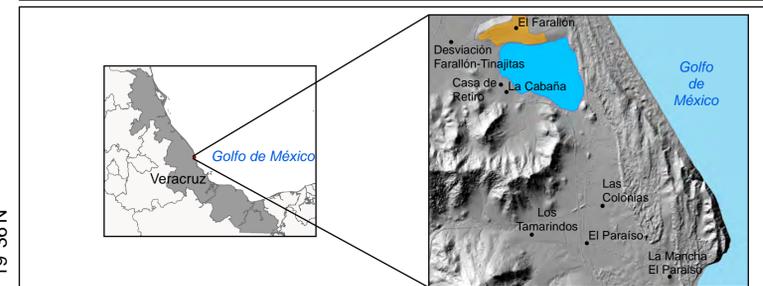
-  7.1. Playa

8. Erosivo marino

-  8.1. Acantilado: Vertiente Marina
-  8.2. Acantilado: Vertiente Continental

Símbolos complementarios

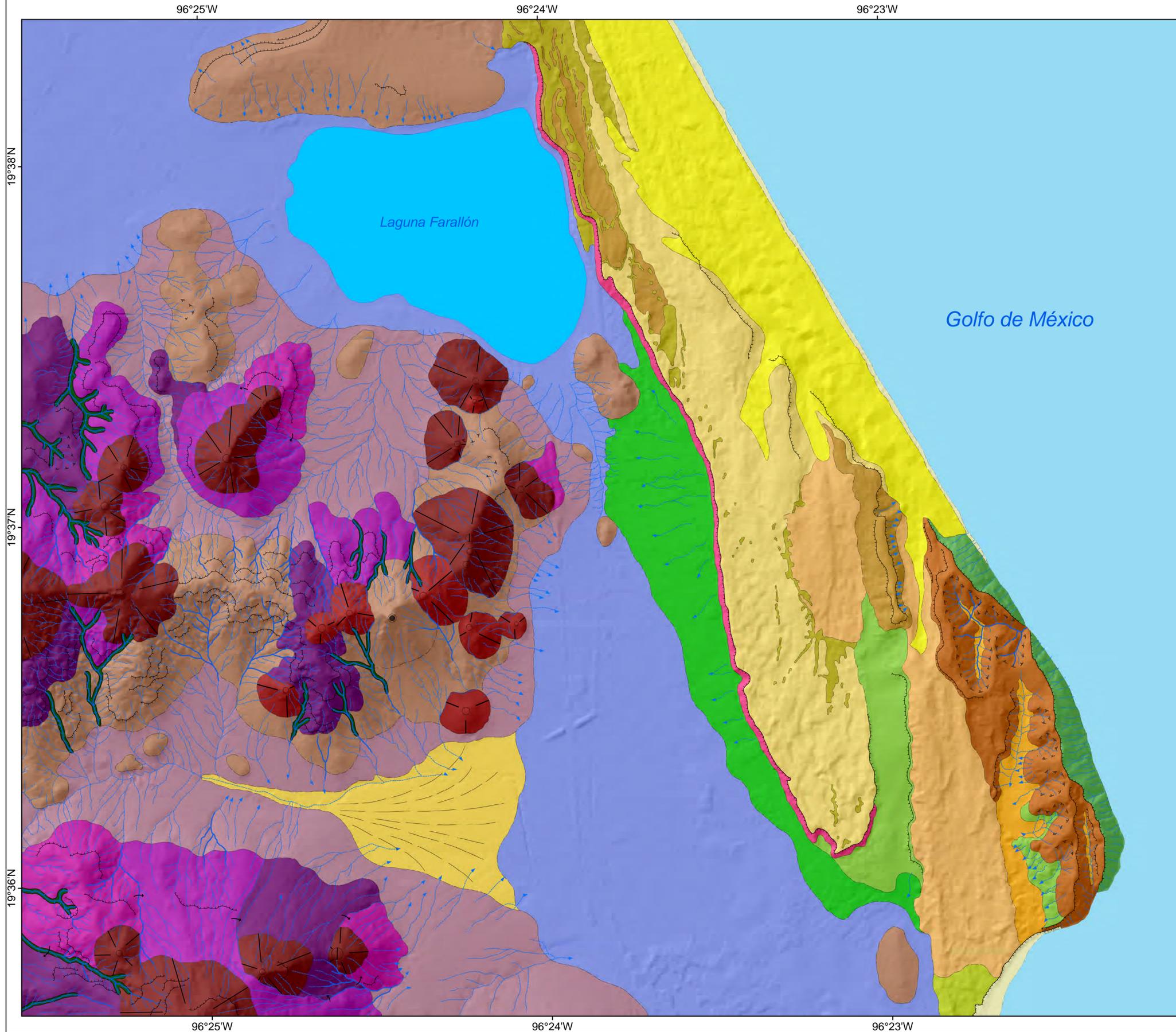
- Cimas
-  Convexa
 -  Aguda
 -  Plana y alargada
 -  Escarpes
- Contactos
-  A) Real
 -  B) Inferido
 -  Altura relativa



Elaboró: Guillermo Peña Santibañez
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco
 Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía



Mapa Geomorfológico de la Zona de Farallón: 2007



I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

1. Volcánico

-  1.1. Volcanes de lava
-  1.2. Domo volcánico
-  1.3. Neck
-  1.4. Flujos de lava
-  1.5. Estructuras volcánicas modelas y/o parcialmente sepultadas
-  1.6. Piedemonte volcánico: coladas de lava cubiertas por piroclastos y modeladas por la acción fluvial

II. RELIEVE EXÓGENO

2. Erosivo fluvial

-  2.1. Cárcavas con profundidad < 5 m
-  2.2. Barrancos con profundidad < 10 m
-  2.3. Valle fluvial con profundidad < 15 m
-  2.4. Circos fluviales

3. Acumulativo fluvial

-  3.1. Abanico proluvial
-  3.2. Superficies complejas (aluviales-eólicas)

4. Acumulativo lagunar-aluvial

-  4.1. Planicie exlagunar

5. Acumulativo eólico: activo

-  5.1. Dunas parabólicas complejas

6. Acumulativo eólico: inactivo

-  6.1. Montículos arenosos irregulares fijos desde 1973
-  6.2. Montículos arenosos irregulares en proceso de estabilización
-  6.3. Dunas parabólicas complejas en proceso de estabilización
-  6.4. Cordones arenosos en proceso de estabilización

-  6.5. Mantos arenosos discontinuos de poco espesor en proceso de estabilización

-  6.6. Escarpe litológico compuesto de arenas eólicas

- 6.7. Rampas complejas: Superficies eólico-proluvial

- A) semifija

- B) fijas

7. Acumulativo marino

- 7.1. Playa

8. Erosivo marino

- 8.1. Acantilado: Vertiente Marina

- 8.2. Acantilado: Vertiente Continental

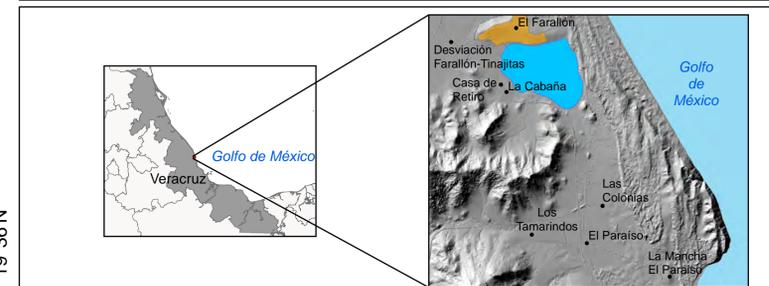
Símbolos complementarios

Cimas

-  Convexa
-  Aguda
-  Plana y alargada
-  Escarpes

Contactos

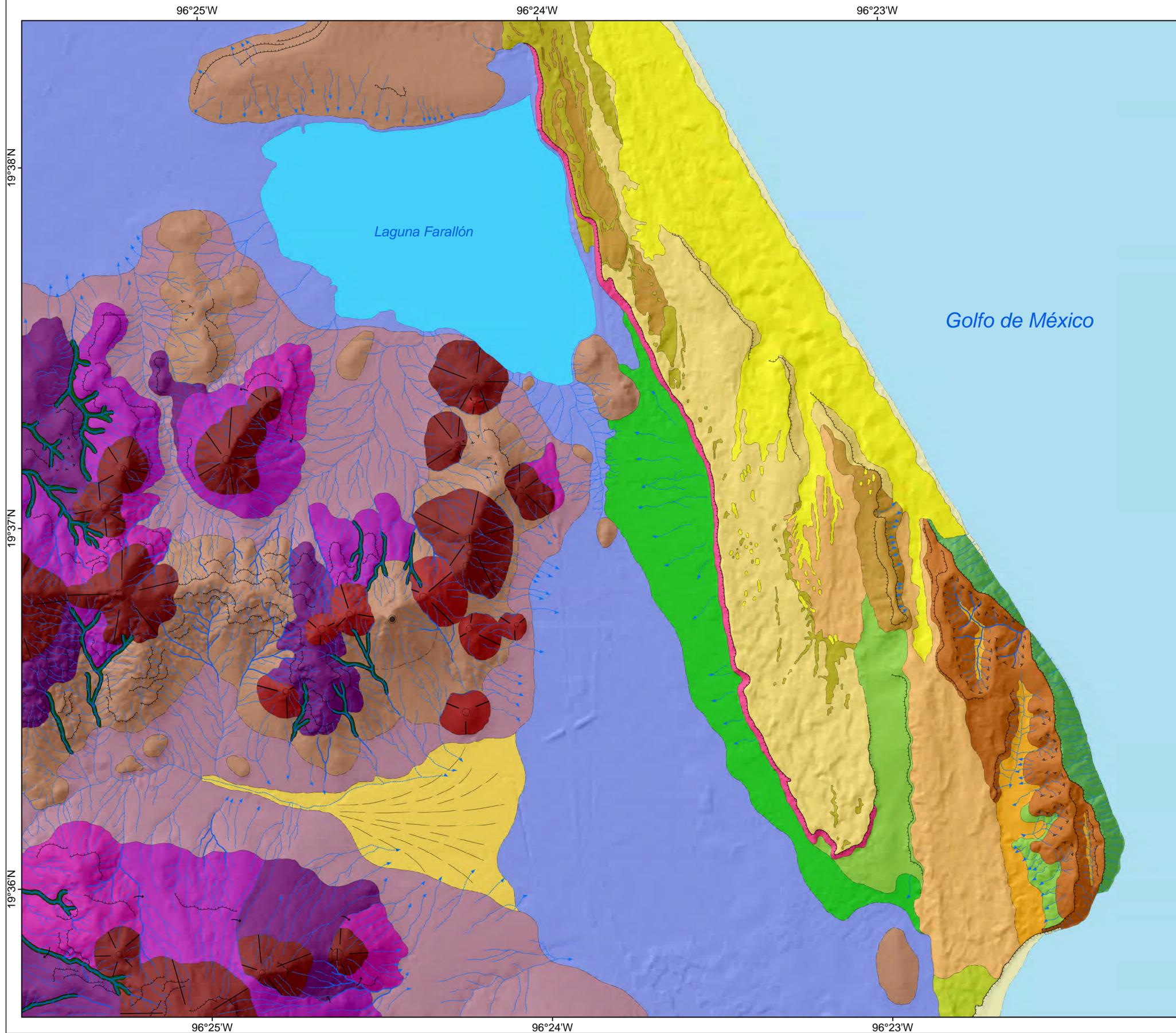
-  A) Real
-  B) Inferido
-  Altura relativa



Elaboró: Guillermo Peña Santibañez
Asesor: José Juan Zamorano Orozco
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía



Mapa Geomorfológico de la Zona de Farallón: 1994



I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

1. Volcánico

- 1.1. Volcanes de lava
- 1.2. Domo volcánico
- 1.3. Neck
- 1.4. Flujos de lava
- 1.5. Estructuras volcánicas modelas y/o parcialmente sepultadas
- 1.6. Piedemonte volcánico: coladas de lava cubiertas por piroclastos y modeladas por la acción fluvial

II. RELIEVE EXÓGENO

2. Erosivo fluvial

- 2.1. Cárcavas con profundidad < 5 m
- 2.2. Barrancos con profundidad < 10 m
- 2.3. Valle fluvial con profundidad < 15 m
- 2.4. Circos fluviales

- A) inactivos

3. Acumulativo fluvial

- 3.1. Abanico proluvial
- 3.2. Superficies complejas (aluviales-eólicas)

4. Acumulativo lagunar-aluvial

- 4.1. Planicie exlagunar

5. Acumulativo eólico: activo

- 5.1. Dunas parabólicas complejas
- 5.2. Montículos arenosos irregulares

6. Acumulativo eólico: inactivo

- 6.1. Montículos arenosos irregulares fijos desde 1973
- 6.2. Dunas parabólicas complejas en proceso de estabilización
- 6.3. Cordones arenosos en proceso de estabilización

- 6.4. Mantos arenosos discontinuos de poco espesor en proceso de estabilización
- 6.5. Escarpe litológico compuesto de arenas eólicas

6.6. Rampas complejas: Superficies eólico-proluvial

- A) semifija
- B) fijas

7. Acumulativo marino

- 7.1. Playa

8. Erosivo marino

- 8.1. Acantilado: Vertiente Marina
- 8.2. Acantilado: Vertiente Continental

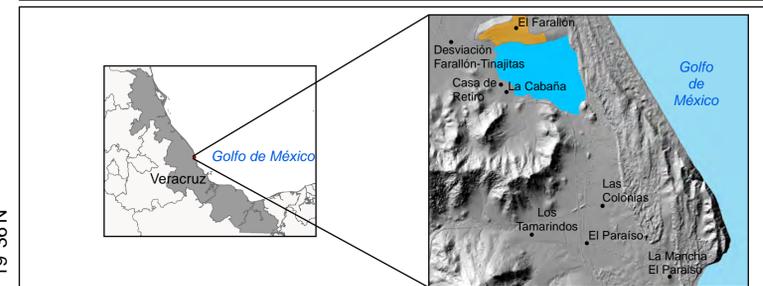
Símbolos complementarios

Cimas

- Convexa
- Aguda
- Plana y alargada
- Escarpes

Contactos

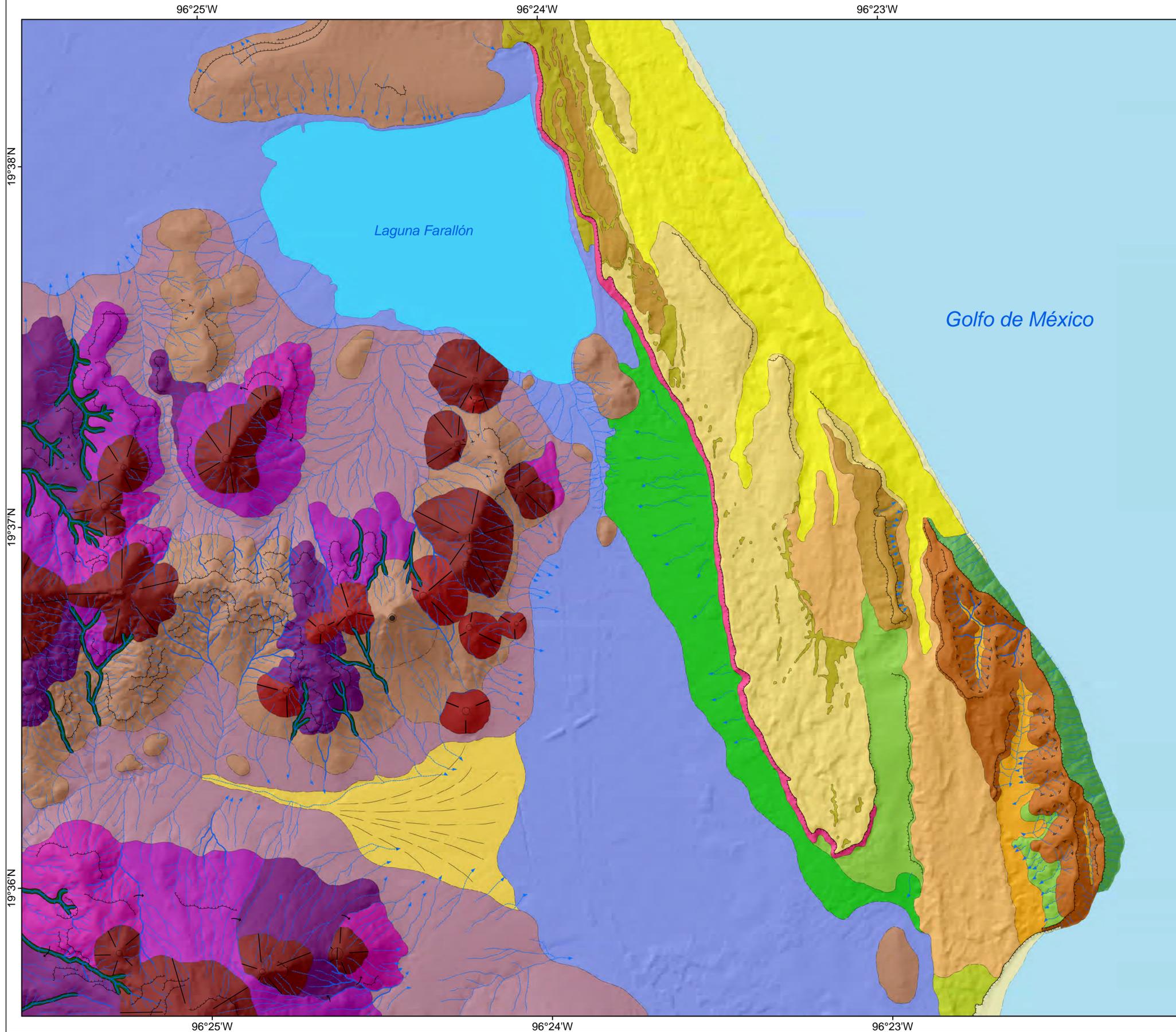
- A) Real
- - - B) Inferido
- ↷ Altura relativa



Elaboró: Guillermo Peña Santibañez
Asesor: José Juan Zamorano Orozco
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía



Mapa Geomorfológico de la Zona de Farallón: 1991



I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

1. Volcánico

-  1.1. Volcanes de lava
-  1.2. Domo volcánico
-  1.3. Neck
-  1.4. Flujos de lava
-  1.5. Estructuras volcánicas modelas y/o parcialmente sepultadas
-  1.6. Piedemonte volcánico: coladas de lava cubiertas por piroclastos y modeladas por la acción fluvial

II. RELIEVE EXÓGENO

2. Erosivo fluvial

-  2.1. Cárcavas con profundidad < 5 m
-  2.2. Barrancos con profundidad < 10 m
-  2.3. Valle fluvial con profundidad < 15 m
-  2.4. Circos fluviales

3. Acumulativo fluvial

-  3.1. Abanico proluvial
-  3.2. Superficies complejas (aluviales-eólicas)

4. Acumulativo lagunar-aluvial

-  4.1. Planicie exlagunar

5. Acumulativo eólico: activo

-  5.1. Dunas parabólicas complejas

6. Acumulativo eólico: inactivo

-  6.1. Montículos arenosos irregulares fijos desde 1973
-  6.2. Montículos arenosos irregulares en proceso de estabilización
-  6.3. Dunas parabólicas complejas en proceso de estabilización
-  6.4. Cordones arenosos en proceso de estabilización

-  6.5. Mantos arenosos discontinuos de poco espesor en proceso de estabilización

-  6.6. Escarpe litológico compuesto de arenas eólicas

- 6.7. Rampas complejas: Superficies eólico-proluvial

- A) semifija

- B) fijas

7. Acumulativo marino

- 7.1. Playa

8. Erosivo marino

- 8.1. Acantilado: Vertiente Marina

- 8.2. Acantilado: Vertiente Continental

Símbolos complementarios

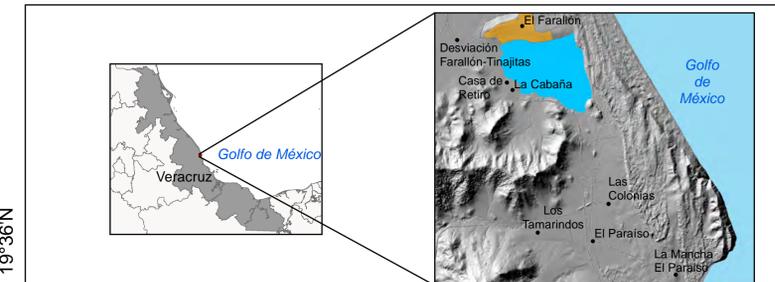
Cimas

-  Convexa
-  Aguda
-  Plana y alargada

-  Escarpes

Contactos

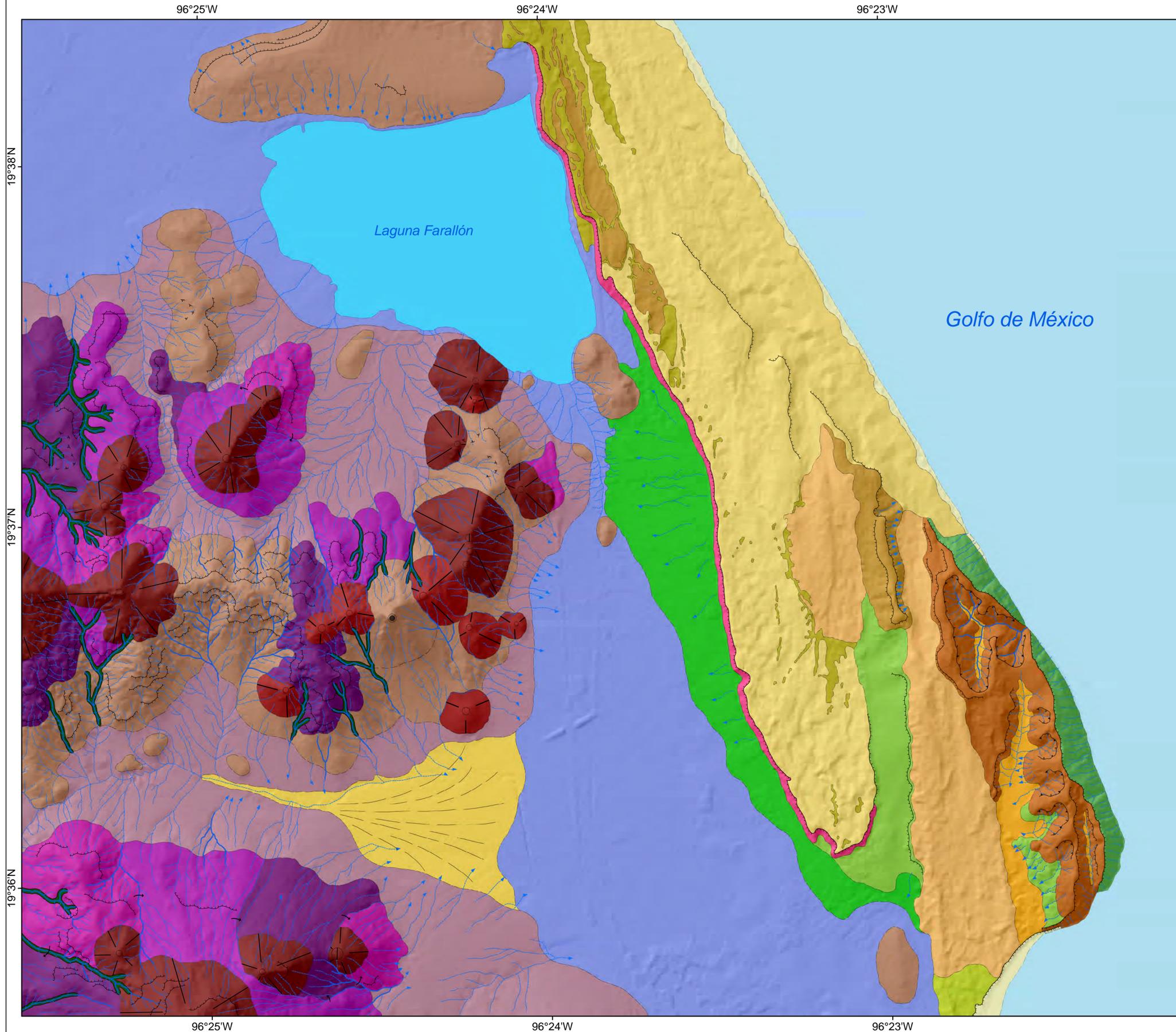
-  A) Real
-  B) Inferido
-  Altura relativa



Elaboró: Guillermo Peña Santibañez
Asesor: José Juan Zamorano Orozco
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía



Mapa Geomorfológico de la Zona de Farallón: 1973



I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

1. Volcánico

- 1.1. Volcanes de lava
- 1.2. Domo volcánico
- 1.3. Neck
- 1.4. Flujos de lava
- 1.5. Estructuras volcánicas modelas y/o parcialmente sepultadas
- 1.6. Piedemonte volcánico: coladas de lava cubiertas por piroclastos y modeladas por la acción fluvial

II. RELIEVE EXÓGENO

2. Erosivo fluvial

- 2.1. Cárcavas con profundidad < 5 m
- 2.2. Barrancos con profundidad < 10 m
- 2.3. Valle fluvial con profundidad < 15 m
- 2.4. Circos fluviales

- A) activos
- B) inactivos

3. Acumulativo fluvial

- 3.1. Abanico proluvial
- 3.2. Superficies complejas (aluviales-eólicas)

4. Acumulativo lagunar-aluvial

- 4.1. Planicie exlagunar

5. Acumulativo eólico: activo

- 5.1. Dunas parabólicas complejas
- 5.2. Cordones arenosos
- 5.3. Mantos arenosos discontinuos de poco espesor
- 5.4. Montículos arenosos irregulares

6. Acumulativo eólico: inactivo

- 6.1. Montículos arenosos irregulares
- 6.2. Escarpe litológico compuesto de arenas eólicas
- 6.3. Rampas complejas: Superficies eólico-proluvial

- A) semifija
- B) fijas

7. Acumulativo marino

- 7.1. Playa

8. Erosivo marino

- 8.1. Acantilado: Vertiente Marina
- 8.2. Acantilado: Vertiente Continental

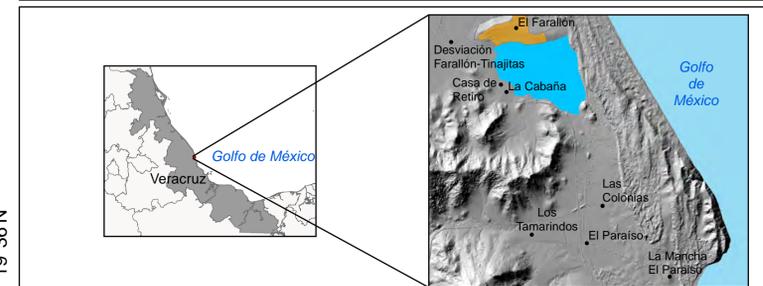
Símbolos complementarios

Cimas

- Convexa
- Aguda
- Plana y alargada
- Escarpes

Contactos

- A) Real
- - - B) Inferido
- ↷ Altura relativa



Elaboró: Guillermo Peña Santibañez
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco
 Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía

