



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGIA

“PALEOPEDOGENESIS EN UN SISTEMA DE DUNAS DE VERACRUZ COMO EVIDENCIA DE CICLOS DE ESTABILIDAD E INESTABILIDAD DEL PAISAJE”

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

(CIENCIAS AMBIENTALES)

PRESENTA:

YUSNIER DIAZ HERNANDEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO, INSTITUTO DE GEOLOGÍA.

COMITÉ TUTOR:

DR. RAFAEL ANTONIO LÓPEZ, INSTITUTO DE GEOLOGÍA.

DR. SERGUEY SEDOV, INSTITUTO DE GEOLOGIA

CIUDAD DE MEXICO, JUNIO DE 2017



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.

Índice

RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN.....	3
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	4
JUSTIFICACIÓN.....	6
HIPÓTESIS.....	6
OBJETIVOS.....	7
OBJETIVO GENERAL.....	7
OBJETIVOS PARTICULARES.....	7
ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	7
CAPÍTULO I. MARCO TEÓRICO.....	9
I.1. CAMBIO CLIMÁTICO DURANTE EL CUATERNARIO.....	10
I.2. SISTEMAS DE DUNAS COSTERAS.....	11
I.3. TIPOS DE DUNAS.....	13
I.4. IMPORTANCIA ECOLÓGICA DE LAS DUNAS COSTERAS.....	15
I.5. SUELOS SOBRE DUNAS.....	16
I.6. PALEOSUELOS COMO INDICADOR PALEAMBIENTAL.....	17
CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO.....	20
II.1. FISIOGRAFÍA.....	20
II.2. CLIMA, SUELOS Y VEGETACIÓN.....	22
II.3. DUNAS COSTERAS DEL GOLFO DE MÉXICO.....	23
CAPÍTULO III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	26
III. 1. MUESTREO Y DESCRIPCIÓN DE PERFILES.....	26
III. 2. ANÁLISIS DE LABORATORIO.....	26
III. 2.1. FECHAMIENTOS.....	26
III.2.2. ANÁLISIS DE COLOR.....	27
III.2.3. pH y CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA.....	28

III.2.4. ANÁLISIS DE TEXTURA.....	28
III.2.5. FLUORESCENCIA DE RAYOS X.....	29
III.2.6. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	30
III.2.7. ANÁLISIS MICROMORFOLÓGICO.....	31
CAPÍTULO IV. RESULTADOS.....	32
IV.1. MORFOLOGÍA DE PERFILES.....	32
V.2. DESCRIPCIÓN DE PERFILES.....	34
IV.3. ANALISIS DE LABORATORIO.....	38
IV.3.1. FECHAMIENTOS.....	38
IV.3.2. COLOR.....	38
IV.3.3. pH y CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA.....	40
IV.3.4. ANÁLISIS DE TEXTURA.....	41
IV.3.5. COMPOSICIÓN QUÍMICA.....	44
IV.3.6. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	47
IV.3.7. ANÁLISIS MICROMORFOLÓGICO.....	49
CAPÍTULO V. DISCUSIÓN.....	56
V.1. CRONOLOGÍA Y CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA.....	56
V.2. PALEOPEDOGÉNESIS.....	58
V.3. FUENTE DE LOS SEDIMENTOS DE DUNA.....	61
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES.....	62
CAPÍTULO VII. REFERENCIAS.....	64

Índice de Tablas

Tabla 1. Nombre, clave y coordenadas UTM de los perfiles muestreados.....	22
Tabla 2. Suelos presentes en La Mancha.....	23
Tabla 3. Resultado de los fechamientos obtenidos.....	38
Tabla 4. Lectura en espacio de color L*, a* y b*	39
Tabla 5. Análisis de pH y Conductividad.....	40

Índice de Figuras

Figura 1. Representación gráfica de dunas parabólicas y barjanes.....	14
Figura 2. Fisiografía del Estado de Veracruz de Ignacio La Llave.....	22
Figura 3. Ubicación geográfica de los perfiles en estudio.....	25
Figura 4. Esquema de los perfiles estudiados.....	32
Figura 5. Perfil La Mancha 1.....	34
Figura 6. Perfil La Mancha 3.....	35
Figura 7. Perfil Palma Sola.....	36
Figura 8. Perfil Punta Delgada.....	37
Figura 9. Composición granulométrica del perfil La Mancha 1.....	41
Figura 10. Composición textural del perfil La Mancha 3.....	42
Figura 11. Composición textural del perfil Palma Sola.....	43
Figura 12. Textura del perfil Punta Delgada.....	44
Figura 13. Contenido de elementos y relación Titanio/Zirconio en el perfil La Mancha 1.....	45
Figura 14. Contenido de elementos y relación Titanio/Zirconio en el perfil La Mancha 3.....	46
Figura 15. Comportamiento de los elementos analizados por fluorescencia de rayos X y relación Titanio/Zirconio en el perfil Palma sola.....	46
Figura 16. Susceptibilidad magnética del perfil La Mancha 1.....	48
Figura 17. Susceptibilidad magnética del perfil La Mancha 3.....	48

Figura 18. Comportamiento de la susceptibilidad magnética en el perfil Palma Sola.....	49
Figura 19. Observación del horizonte Bk del perfil Mancha 1.....	50
Figura 20. Formación de arcilla (A) y presencia de micrita (B) en 2Bk.....	51
Figura 21. Características micromorfológicas del horizonte 3Ck.....	52
Figura 22. Características micromorfológicas en La Mancha 3.....	52
Figura 23. Rasgos micromorfológicos del horizonte 3Ai.....	53
Figura 24. Presencia de nódulos de hierro (A) y carbonatos de diferentes morfologías (B) en el horizonte 3Bk.....	54
Figura 25. Iluviación de arcillas (A) y carbonatos de diferentes generaciones (B) en el horizonte 4Bt.....	54
Figura 26. Correlación estratigráfica de los perfiles en estudio.....	57

RESUMEN

Los estudios paleoambientales han tenido una creciente importancia a nivel mundial, sobre todo aquéllos relacionados con el cambio climático. En la costa central del estado de Veracruz, se ha identificado la presencia de secuencias sedimentarias sobre un sistema de dunas que muestran rasgos pedogénicos. De ahí que el objetivo central de esta investigación sea utilizar estas secuencias de paleosuelos como evidencia de ciclos de estabilidad e inestabilidad del paisaje a partir de los procesos pedogenéticos asociados a cada secuencia. Para realizar dicha investigación se aplican métodos y técnicas con un enfoque paleopedológico. Se realizaron análisis morfológicos a nivel macro y micro, análisis textural y dataciones. Se estudiaron objetos en los sitios La Mancha, Palma Sola y Punta Delgada.

Se identificaron tres secuencias de paleosuelos en La Mancha 1 y dos en La Mancha 3 y cinco en Palma Sola con rasgos típicos de edafogénesis. Este último sitio ofrece un amplio panorama de las condiciones climáticas predominantes durante los últimos 90 ka. Los paleosuelos más antiguos muestran perfiles con horizontes Bt, Btg, Bw, Bg, en La Mancha 3 y Palma Sola. En Punta Delgada, no hay evidencia de formación de estos paleosuelos, lo que marca una zona de mayor inestabilidad geomórfica, con mayor erosión. Mediante el análisis micromorfológico se identificaron diferentes rasgos de intemperismo in situ, los cuales le ofrecen características como: neoformación de arcillas, formación de nódulos de hierro, iluviación de arcilla. Estas propiedades evidencian condiciones estables de mayor duración, bajo climas más húmedos, con lapsos de pedogénesis de varios milenios (>7,500 años). Los paleosuelos más jóvenes, cuyas edades encontradas van de 35,000 a 5,700 años AP muestran propiedades diferentes a las de la secuencia antigua. La característica más predominante es la acumulación de carbonatos pedogenéticos, desde nódulos rizoconcreciones de tamaños variados y carbonatos micríticos en la matriz. Estas propiedades se han relacionado con climas más áridos, prevalecientes entre 35,000 y 8,500 años. En tanto, por una parte predominan las condiciones climáticas húmedas con abundante precipitación que favorecen los procesos de neoformación de arcillas y óxidos de hierro, mientras que por otro lado, la ausencia de humedad y presencia de condiciones más secas favorece la precipitación de carbonatos.

De tal modo, en la costa del Golfo de México prevalecieron diferentes condiciones climáticas, con la alternancia de condiciones húmedas favoreciendo procesos de pedogénesis, y climas más secos que permitían el transporte y acumulación de nuevos materiales los cuales son la base para una nueva etapa de formación de suelos.

En el Holoceno, los paleosuelos estudiados demuestran una mayor inestabilidad geomórfica, pero no fue posible identificar a qué responde esta inestabilidad, si es por cuestiones climáticas, por el impacto humano o por ambas condiciones.

INTRODUCCIÓN

Los ambientes costeros son sistemas extremadamente dinámicos (Williams *et al.*, 2001), con transporte frecuente o constante de materiales, en su mayoría controlados por procesos eólicos y marinos. En estos sistemas, se encuentran las dunas costeras, las cuales representan a ecosistemas frágiles que responden a los cambios del nivel del mar, lo cual está relacionado con un mayor o menor aporte de sedimentos (Carter, 1991; Mendoza-González *et al.*, 2013).

Se considera que el mayor movimiento de sedimentos en las dunas costeras se produce durante periodos de bajas precipitaciones, donde los materiales son más susceptibles a la acción del viento (Kocurek, 1998), en tanto que en condiciones estables, se puede llegar a formar suelo sobre ellas.

Partiendo del amplio uso de los paleosuelos como indicadores del paleoambiente, y la presencia de estos en los sistemas de dunas costeras, es que se hace necesario una interpretación más general de los procesos pedogenéticos asociados a la formación de suelo, así como a procesos de sedimentación que dieron origen a los materiales en estudio. Es decir, los paleosuelos desarrollados sobre dunas costeras pueden proporcionar información sobre cambios ambientales en el tiempo. La información que brinda este tipo de análisis en los sistemas costeros juega un papel de gran importancia a la hora de conocer los posibles factores ambientales que dieron origen a las geoformas actuales, las cuales son útiles para predecir futuras modificaciones climáticas.

El estudio de las dunas costeras constituye un registro paleoambiental de gran importancia, ya que el análisis de estas geoformas nos puede indicar modificaciones en el clima, tanto a nivel local como global, así como la evolución del litoral y la influencia de factores dominantes como variaciones en el nivel del mar, dirección e intensidad de los vientos y regímenes de lluvias (Otvos, 2004).

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Una extensa área de dunas costeras abarcan el territorio Mexicano, por un lado se encuentra la zona costera de Baja California, y por otro lado comprende la costa del golfo de México, en Veracruz, este último se caracteriza por presentar la mayor superficie de dunas de tipo parabólica en México (Oropeza-Orozco et al, 2004). Los trabajos realizados recientemente en cuanto a suelos se refiere en la zona costera del Estado de Veracruz, han estado enfocados a la descripción y caracterización de suelos ubicados específicamente en La Mancha (Dubroeuq et al., 1992; Geissert y Dubroeuq, 1994). Los suelos forman parte esencial de todas las superficies geomorfológicas, de ahí, que la historia del paisaje se encuentre en estrecha relación con la historia evolutiva del suelo.

Por su parte, dada la alta inestabilidad de los ambientes costeros, las probabilidades de formación de suelos sobre los depósitos de arenas son escasas, o más bien, cuando ocurre, es muestra de un periodo de estabilidad climática.

Al evaluar procesos pedogenéticos en el suelo que le dieron origen al mismo, se está infiriendo de manera indirecta las condiciones climáticas que prevalecieron al momento de su formación. Así, la neoformación de arcillas, así como de óxidos de hierro indica condiciones húmedas, la presencia de carbonatos, por el contrario, nos muestra que hubo condiciones de aridez en el medio, o bien acompañada de una escasa precipitación.

Los sistemas costeros son vulnerables a diversas variables, como cambios en el nivel del mar, el cambio climático (Mendoza-González et al., 2013), así como a las actividades humanas derivadas de cambios de uso de suelo (Martínez et al., 2014a). Con respecto al Cambio Climático, las predicciones actuales sugieren aumentos de temperatura (Hansen et al., 2013a), las cuales tendría un efecto directo sobre el aumento del nivel medio del mar dado el descongelamiento de los casquetes de hielos, trayendo como consecuencia inundaciones de las regiones costeras. De esta manera, los sistemas costeros serán de los primeros en verse afectados por el cambio climático global. Además de esto, el cambio climático traerá como

consecuencia una mayor incidencia de tormentas como los huracanes, siendo estos de mayor intensidad de lo que ocurre en la actualidad.

Para entender mejor tales afectaciones, es necesario estudiar con detalle los diversos niveles de paleosuelos y sedimentos presentes en las secuencias de dunas del estado de Veracruz. De esta manera, a partir del estudio de los procesos pedogenéticos asociados a cada secuencia de paleosuelos identificadas en los sistemas de dunas, se pueden realizar inferencias sobre las condiciones climáticas que favorecieron su formación, las cuales servirían de base para predecir modificaciones climáticas futuras. Sin embargo, estudios que correlacionen los hallazgos precedentes con la evolución paleoambiental en la costa del Golfo de México, son escasos.

JUSTIFICACIÓN:

Particularmente, desde hace algunos años, el grupo de paleosuelos del Instituto de Geología, reconoció en Palma Sola, Estado de Veracruz, una secuencia de paleosuelos intercalados por sedimentos eólicos en una duna. Se considera que tanto los paleosuelos como los sedimentos de la duna, representan un registro paleoambiental, presumiblemente del Pleistoceno tardío. Se han hallado otros sitios con rasgos muy interesantes para este tipo de estudio, los cuales pueden estar relacionados al período geológico que se menciona. Dicho sitio se encuentra situado al norte de la estación experimental de La Mancha, en el cual se evidencian procesos de sedimentación con incipiente formación de suelos.

El estudio de estas secuencias permite ampliar la visión de las condiciones climáticas que imperaban en esa época. La ausencia de trabajos dedicados exclusivamente al estudio paleoambiental en el Estado de Veracruz hace que este trabajo sea de suma importancia para establecer las bases de un período de estabilidad e inestabilidad climática en la zona costera de Veracruz, adicionalmente nos ayudará a complementar el panorama de este tipo de estudios a nivel regional y nacional, ya que en el Estado se tienen pocos trabajos dedicados al respecto.

HIPÓTESIS:

Los paleosuelos se forman en periodos de estabilidad geomórfica, en tanto que la sedimentación se produce en lapsos de inestabilidad. El estudio de las propiedades que integran la memoria del suelo, indica bajo qué condiciones ambientales particulares se formó cada paleosuelo. Cuando los procesos pedogenéticos cambian, ya sea como consecuencia de variaciones en el ambiente o como resultado del grado de desarrollo del suelo, se produce nueva información la cual se sobrepone a la que había anteriormente. Si el clima en la costa del Golfo de México ha variado desde el Pleistoceno tardío entonces se podrán registrar y evaluar esos cambios a partir de los datos obtenidos de los perfiles de los suelos seleccionados para ello.

OBJETIVOS:

OBJETIVO GENERAL

Realizar un análisis de los paleosuelos y sedimentos del sistema de dunas localizado en la porción norte del estado de Veracruz entre La Mancha y Punta Delgada, para establecer los tipos de pedogénesis que permitan reconstruir la historia ambiental de los últimos 90,000 años.

OBJETIVOS PARTICULARES

- Realizar una caracterización general en cuanto a propiedades físicas, químicas y micromorfológicas de los paleosuelos asociados con las dunas costeras.
- Identificar los principales procesos pedogenéticos registrados en los paleosuelos para realizar inferencias del clima predominante.
- Realizar inferencias sobre las condiciones climáticas que prevalecieron durante los últimos 90 mil años favoreciendo así la formación de las diferentes secuencias edafosedimentarias.

ESTRUCTURA DE LA TESIS

Primeramente se establecen las bases teóricas acerca del tema de investigación, desarrollados estos en el Capítulo 1, haciendo énfasis en los principales cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario, así como sus principales causas. Se realizó una descripción general de los sistemas de dunas, así como de los principales tipos y características fundamentales, además de resaltar la importancia ecológica de tales sistemas costeros. La formación de suelos sobre los sistemas de dunas costeras constituye un aspecto fundamental a tratar en este trabajo, de ahí que se realice una breve descripción sobre los suelos formados sobre dunas, así como el empleo de los paleosuelos como indicadores de paleoambiente. En el Capítulo 2, se trata sobre el área de estudio, donde se mencionan características fundamentales de la fisiografía y clima de

la zona de estudio, además de señalar aspectos sobre la historia geológica que serán de gran utilidad para la interpretación de los resultados. La metodología de trabajo, así como las técnicas utilizadas en campo y métodos analíticos en laboratorio para dar respuesta al tema de estudio se expone en el Capítulo 3, presentando los respectivos resultados en el Capítulo 4. Mientras que en el Capítulo 5 se lleva a cabo una amplia discusión de los resultados, constituyendo la base para la interpretación paleoambiental. Como conclusiones generales de nuestro tema de investigación, en el Capítulo 6 se mencionan las principales tendencias paleoclimáticas ocurridas durante los últimos 90,000 años en la costa del Golfo de Veracruz.

CAPITULO I. MARCO TEÓRICO

Es conocido que el clima de la Tierra ha sido dinámico durante la historia geológica y que ha sufrido variaciones a diversas escalas e intensidades. Se conoce que el clima actual es diferente al compararlo hace unos 100 millones de años, periodo de tiempo en que la Tierra estaba habitada por grandes mamíferos como los dinosaurios y una extensa vegetación tropical crecía y florecía donde en la actualidad no sucede, como en las altas latitudes (Bains *et al.*, 2000). Difiere además de lo que era hace 18000 años, cuando los hielos cubrían una zona amplia del hemisferio Norte. En este sentido, se reconoce que el clima de nuestro planeta continuará modificándose en el futuro, lo cual podría estar asociado principalmente a fluctuaciones en la órbita terrestre. Sin embargo, los cambios climáticos futuros se pronostica que tendrán una fuente adicional a las antes mencionadas, la actividad humana (Meehl *et al.*, 2000).

La importancia del conocimiento del cambio climático global, radica en que un rápido cambio del clima, por ejemplo, variaciones de la temperatura y la precipitación podrían amenazar a los ecosistemas naturales, la producción agrícola, así como a la humanidad (Hansen *et al.*, 2013). El cambio climático tendrá impactos especialmente relevantes en las costas, debido al incremento en el nivel medio del mar y el aumento en la incidencia de tormentas.

Un aumento considerable del nivel del mar, no solo pondría en riesgo poblaciones y ecosistemas costeros, sino que se considera podría ser la causa principal de un ensalitramiento de las aguas freáticas (Hansen *et al.*, 2013a). Desde una perspectiva paleoclimática, los cambios en el clima son normales, y hacen parte de la variabilidad natural del planeta Tierra, relacionada con las interacciones entre la atmósfera, océano y tierra, así como los cambios en la cantidad de radiación solar que llega a la misma.

La reconstrucción paleoclimática se hace difícil si se cuenta con estudios aislados, pues no tiene sentido aportar datos climáticos de una época, sin tener en cuenta la flora y fauna de la misma época, y sus mismos procesos geológicos. De ahí que se realizan estudios paleoecológicos, los cuales ofrecen la oportunidad de realizar hallazgos florísticos importantes y descubrimientos en la

historia de la vegetación, además de aportar información clave para ayudar en la reconstrucción de la dinámica geomorfológica y el cambio climático global.

A pesar de la variabilidad de criterios que predicen el futuro de nuestro planeta, modelado básicamente por los cambios climáticos, la gran mayoría sugiere que la modelación matemática de los futuros cambios ambientales deberían evaluarse y controlarse por estudios basados en el paleoclima, ya que si se examinan los cambios ocurridos en el clima del pasado, se podría aprender mucho sobre los cambios potenciales del clima futuro (Díez-Canseco *et al.*, 2012). Esto significaría un gran avance, ya que desde muy temprano se podrían estimar las condiciones climáticas futuras y de este modo se podrían tomar medidas para mitigar los efectos en el futuro.

I.I. CAMBIO CLIMÁTICO DURANTE EL CUATERNARIO

El cambio climático es la *“modificación de las condiciones del clima en una región dada, cuando alguno de los parámetros climáticos como temperatura y precipitación difieren de sus valores promedios establecidos por un periodo de tiempo prolongado, pudiendo ser considerados a diferentes escalas”* (Vázquez, 2007).

Los cambios climáticos tanto a nivel regional como global, han estado presentes durante todo el proceso evolutivo de la Tierra. Varias teorías han estado alrededor de estas modificaciones climáticas, sin embargo, la más aceptada ha sido la planteada por el científico Serbio Milutin Milankovitch.

La teoría de Milankovitch había sido propuesta anteriormente por el científico escocés James Croll en 1964, y no fue hasta la década de 1980 que vuelve a tomar fuerza, cuando se comprueba que existía relación entre las periodicidades halladas por Milankovitch y los ciclos glaciales e interglaciales del Cuaternario. De este modo nacen los ciclos de Milankovitch, los cuales determinan los grandes cambios climáticos relacionados con los periodos glacial-interglacial (Markonis Y. y Demetris, K. 2013).

Estos ciclos son afectados por diferentes factores: 1) La variación de la excentricidad de la órbita terrestre, la cual sucede cada 100,000 años. Lo importante en ese punto es que cuando se alcanza la excentricidad máxima se

intensifican las estaciones en un hemisferio y se moderan en el otro. 2) La variación en la inclinación del eje de rotación de la Tierra, siendo de 3° y sucede cada 40,000 años; al aumentar el ángulo de inclinación varía la incidencia de la radiación solar y los cambios en las estaciones se tornan más extremos en ambos hemisferios, causando inviernos más fríos y veranos más cálidos. 3) La precesión de los equinoccios, el cual está relacionado al movimiento del eje terrestre, dando un giro completo cada 23,000 años (Tabor *et al.*, 2013).

I.2. SISTEMAS DE DUNAS COSTERAS

Los sistemas de dunas tienen su origen a partir de acumulaciones sucesivas o periódicas de partículas que son fundamentalmente de tamaño arena, donde los principales agentes responsables en el transporte son el viento y el agua. Su formación está estrechamente relacionada e influenciada por condiciones ambientales (semiáridas y áridas), que promueven el transporte y acumulación de los materiales (Tsoar y Parteli, 2016).

Por su parte, las dunas costeras tienen su origen en ambientes costeros, los cuales se caracterizan por ser ambientes sumamente dinámicos (Acosta *et al.*, 2013). En este tipo de dunas, actúan como fuentes principales para su formación la arena depositada en las playas producto de las fluctuaciones del mar, así como la proveniente de ríos y lagos (Wiedemann y Pickart, 2004; Frederiksen *et al.*, 2006). La formación de estas unidades geomorfológicas se favorece en ambientes donde las precipitaciones son escasas, bajo estas condiciones de sequedad los materiales quedan expuestos, siendo susceptibles a la erosión eólica (Psuty, 2008).

En tanto, el proceso de formación no es simple, y los factores implicados para llevar a cabo la formación de las dunas costeras han sido mencionados anteriormente por Pye y Tsoar (1990), donde los principales elementos a destacar son, en primer lugar el aporte de sedimentos; luego el tamaño de los sedimentos y la velocidad del viento, además es importante señalar la presencia de obstáculos. Tales factores están estrechamente relacionados, de modo que una vez que existe una fuente de aporte de sedimento, el viento comienza a mover las partículas, donde la intensidad del movimiento de las partículas está en estrecha relación con la velocidad del viento.

En este sentido, se ha señalado que la velocidad mínima necesaria para que haya movimiento de las partículas tamaño arena es de 4.5 m/seg. A ésta velocidad, todo el material transportado se deposita a una distancia muy cercana a la superficie del suelo, tal proceso se conoce como *saltación*, el cual provoca que otros granos sean levantados a la vez y transportados por el viento, igualmente en este caso, la distancia a la que son trasladados los granos dependerá de la velocidad del viento.

Una vez formadas, las dunas comienzan a migrar, el factor determinante para que esto ocurra será la presencia o no de cobertura vegetal. Es de gran importancia el tamaño de los granos de arena, en tal sentido, a medida que los granos son más pequeños, una pequeña brisa será suficiente para promover el movimiento de las partículas, de manera que repercute en el traslado de la duna. Por lo general, en las dunas costeras predominan los granos de arena de tamaño medio, donde para este tipo de partículas una velocidad promedio de 32 km/hr sería suficiente para alcanzar un movimiento significativo de los materiales (Martínez *et al.*, 2014b). Como se mencionó anteriormente, la cubierta vegetal juega un papel importante en la migración de las dunas, tomándose en cuenta no solo su densidad sino la altura que alcanzan las plantas.

Bien se conoce que estas geoformas son más susceptibles a la migración cuando están cubiertas por plantas de poca altura y a densidades bajas de vegetación (Martínez *et al.*, 2014b). Estos factores juegan un papel importante a la hora de establecer criterios de reconstrucción del área de estudio, ya que al observar campos de dunas, nos indicarían cuales fueron los factores que prevalecían al momento de su formación.

I.3. TIPOS DE DUNAS

Las diferentes morfologías de los sistemas de dunas están en estrecha relación con la forma de acumulación de los sedimentos y su transporte, así como la interacción de las mismas con las plantas. Bajo la diversidad de ambientes de formación, las dunas costeras han podido clasificarse de acuerdo a Hesp (2000) en: 1) dunas embrionarias o frontales; 2) hondonadas; 3) dunas parabólicas; 4) barjanas y 5) dunas transgresivas.

Dunas embrionarias: este tipo de dunas se caracteriza por ser acumulaciones arenosas que se forman de manera aislada y alcanzan tamaños relativamente pequeños. Como su nombre lo indica, estos sistemas representan los primeros estadios de construcción de una duna, presentan un incipiente desarrollo, y se localizan generalmente muy cercas al mar, ubicándose con una orientación paralela a la costa, generalmente alcanza una longitud media inferior a los 100 m (Gracia *et al.*, 2009). En cuanto a vegetación se refiere, en este tipo de dunas la vegetación que crece es muy escasa y dependerá de la actividad eólica del litoral.

En cuanto a las *dunas frontales*, estas se originan a partir de la unión de las dunas embrionarias, ya que estas últimas tienden a moverse y reconstruirse continuamente. La acción del viento, conjuntamente al desarrollo de una vegetación desempeñan un papel de gran importancia para darle origen a las dunas frontales (Gracia *et al.*, 2009), estas a su vez van a estar orientadas de manera paralela a la línea de costa. Estos sistemas pueden presentar una longitud variable, en dependencia del sistema de dunas embrionarias que le dieron origen. Su longitud puede variar desde unos escasos metros hasta alcanzar varios kilómetros (Bustamante-Fernández *et al.*, 2016). Sobre estas dunas hay una mayor presencia de plantas con respecto a las dunas embrionarias.

Hondonadas: Este tipo de dunas se originan a partir de procesos erosivos de dunas anteriormente formadas, encontrándose en las partes bajas de la misma. La morfología de las dunas tipo hondonadas son muy variables, pero la gran mayoría se clasifican como hondonadas en forma de plato (Hesp, 2000). El

proceso erosivo de estos sistemas puede darse tanto por acción eólica como por la acción del oleaje (Martínez *et al.*, 2014b).

La ausencia o disminución de una cubierta vegetal sobre los montículos de arena favorecen los procesos de erosión, dando origen a las hondonadas. En este momento, la acción del oleaje y/o viento se hacen más desfavorables provocando el transporte de material (Oropeza-Orozco *et al.*, 2004). Uno de los factores que influye en la disminución de la cubierta vegetal es el enterramiento de ésta por acumulación de un nuevo material (Martínez, 2012).

Dunas parabólicas: Como su nombre lo indica, estas dunas se reconocen por su forma de “U” invertida, la cual se asemeja a una parábola. A los extremos de la U se les conoce como brazos, mientras que a la parte central se le denomina cima, siendo mayor altitud que los brazos. En cuanto a la cima, esta presenta una orientación en sentido de los vientos dominantes (Figura 1). En esta configuración dunar se pueden reconocer dos tipos de pendientes: una pendiente interna, la cual se encuentra en dirección proveniente del viento (*barlovento*) y otra externa, que se localiza en la dirección hacia donde sopla el viento (*sotavento*). La formación de este tipo de dunas puede darse de forma continua, lo cual algunos autores lo describen como techo de tejas desde una vista aérea (Tsoar y Dan, 2002).

Barjanes: Esta tipología de dunas costeras tiene gran semejanza a las dunas parabólicas. A pesar de presentar cierta analogía, en los barjanes, los brazos se hayan indicando la dirección del viento, hecho que no sucede en el caso de las dunas parabólicas. Sobre los brazos de estas dunas se pueden establecer ciertas plantas, las cuales serán las responsables de la estabilización de estos sistemas (Gallant, 1997).

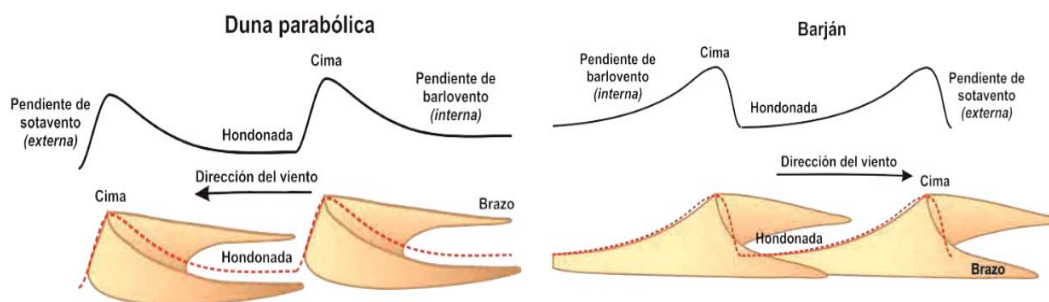


Figura 1. Representación gráfica de dunas parabólicas y barjanes. (*Adaptado de Moreno-Casasola, 1986, en: Martínez et al., 2014b*).

Dunas transgresivas: Estos sistemas de dunas se localizan al interior de la costa, como resultado de un proceso migratorio de sedimentos, por tal razón estas dunas se encuentran por lo general sin cubierta vegetal (Patrick, 2005), su origen también puede ser a partir de dunas parabólicas con escasa vegetación (Hesp y Walker, 2013).

I.4. IMPORTANCIA ECOLÓGICA DE LAS DUNAS COSTERAS

Recordando que los sistemas de dunas son sistemas complejos y dinámicos, es importante comprender su relación directa con la playa. Ambos sistemas están en estrecha relación, donde se desarrolla un aporte mutuo de materiales arenosos. De modo que los sistemas de dunas juegan un importante papel en la estabilidad de la línea de costa, actuando como reserva de sedimentos, ya que reciben, proveen y almacenan materiales transportados desde y hacia las playas adyacentes (Müller y Burkhard, 2012).

Por otro lado, los sistemas de dunas brindan un servicio ecológico de gran interés para las zonas costeras. Algunos autores han señalado en varias ocasiones algunas de los servicios ambientales que ofrecen estos sistemas. Los de mayor importancia son la protección contra la acción de eventos meteorológicos tales como huracanes, los cuales a su vez causan inundaciones en las zonas costeras. La gran mayoría de los sistemas de dunas, por estar compuestas en gran parte por partículas de tamaño arena, facilitan la percolación de agua de lluvia, por lo que la recarga de los acuíferos es otro de los beneficios que le confiere al ambiente las dunas costeras (Martínez *et al.*, 2004; Seingier *et al.*, 2009; McLachlan y Brown, 2006). Estas importantes geoformas cobran mayor importancia ante los cambios ambientales globales, donde se espera que los eventos atmosféricos aumenten en número e intensidad, conjuntamente con un aumento del nivel del mar, teniendo un mayor efecto erosivo en las playas y líneas litorales (Ciccarelli, 2014, Moreno-Casasola *et al.*, 2006).

En los últimos años los ecosistemas de dunas han sufrido serias transformaciones a nivel mundial, donde la acción del hombre juega un papel fundamental. La práctica de la agricultura, el desarrollo industrial, así como las

actividades recreativas, ponen en serio riesgo la estabilidad y función ecológica de estos vulnerables ecosistemas (Malavasi *et al.*, 2013; Ciccarelli, 2014).

Por otra parte, estos ecosistemas han cobrado gran importancia desde el punto de vista de la minería, dado al alto contenido de minerales como cuarzo y algunos minerales ferruginosos. Las dunas ubicadas en las playas alrededor del mundo son ricas en rutilo, zircón, titanio y cobre, por mencionar algunos (Oliva, 2010). En la región del norte de Sonora, México, los sistemas de dunas en la zona se encuentran enriquecidas con carbonato de calcio y plagioclasas (Rodríguez *et al.*, 2014). De ahí que la extracción de estos sedimentos sea de gran interés económico, modificando significativamente el ecosistema. Otras extracciones de materiales de dunas en las playas tienen su origen en las regiones hoteleras cercanas al mar, las cuales son utilizadas como relleno en áreas recreativas.

I.5. SUELOS SOBRE DUNAS

Los sistemas de dunas costeras alcanzan un nivel de estabilidad, asociados principalmente a condiciones ambientales que favorecen la colonización de plantas y animales, propiciando así la formación de suelos (Wolfe y Nickling, 1993). En los suelos se puede observar la importancia relativa entre los procesos geomorfológicos y biológicos, de ahí que la formación de diferentes tipos de suelos dependan del balance entre ambos procesos (Cortés, 1996).

Dentro de un campo de dunas, se forman suelos, preferentemente, en aquéllos que se encuentran más alejados de la costa, o aquéllos que por su posición en el relieve, no quedan expuestos a la erosión (Holz *et al.*, 1998). Como por ejemplo, en un sistema de dunas costeras de Veracruz, México, hay evidencias de suelos evolucionados con rasgos pedogenéticos como neoformación de arcillas.

Los suelos formados bajo estos ambientes se caracterizan por ser poco evolucionados, sin clara diferenciación de horizontes y sin incorporación de materia orgánica al sustrato mineral (Zhenghu *et al.*, 2007). La fracción mineral está constituida fundamentalmente por partículas de arena. La pequeña proporción de partículas finas (limos y arcillas) impide la formación de un

verdadero complejo de cambio iónico, similar a los suelos más evolucionados, lo cual influye en la baja fertilidad que presentan estos suelos.

El principal constituyente en estos suelos son partículas de cuarzo, de ahí que no haya un aporte de nutrientes. Por este motivo, los niveles de elementos asimilables por las plantas (N, P, K, etc.) alcanzan valores muy bajos. El nivel de nutrientes también se ve afectado por la alta capacidad de lavado de los suelos arenosos y su escaso poder de retención, dada la falta de material coloidal, afectando principalmente al N y K (Rubio *et al.*, 1998).

A pesar de que las propiedades químicas de estos suelos no son favorables para mantener una vegetación, son las características físicas las que condicionan una relación con la vegetación. De esta forma, la textura influye en una alta capacidad de infiltración, mayor permeabilidad y una baja retención de agua, de modo que las plantas en estas zonas estén sometidas a períodos de estrés hídrico severos (Ruwanza y Shackleton, 2016). Sin embargo, la rápida infiltración y el escaso poder de retención de agua pueden verse parcialmente compensados si los niveles del manto freático son poco profundos, permitiendo así, un cierto ascenso capilar del agua hasta la zona de las raíces. No obstante, este ascenso capilar se limita a unos pocos centímetros en estos suelos (Hillel, 1980).

Por otra parte, el color de estos suelos es variable, dependiendo de las características mineralógicas y origen del material parental, variando del amarillo y pardo claros a grises oscuros (Isermann, 2005). En caso de mal drenaje, se pueden presentar moteados pardo grisáceos y rojos fuertes, asociados a condiciones de óxido-reducción (Casanova *et al.*, 2006).

I.6. PALEOSUELOS COMO INDICADOR PALEAMBIENTAL

Los estudios de paleosuelos como indicadores ambientales, así como de los procesos de intemperismo que ocurren en los mismos comenzaron a explorarse a mediados del siglo pasado (Williams *et al.*, 1968). A partir de esto, los trabajos relacionados con la reconstrucción paleoambiental mediante el uso de los paleosuelos han estado en constante desarrollo.

El uso de los suelos como indicadores paleoambientales surge a partir de interpretar los procesos pedogenéticos que ocurren en los mismos asociados a

los factores formadores (clima, vegetación, material parental, relieve y tiempo) (Targulian y Goryachkin, 2004). La acción conjunta de los factores formadores le confiere al suelo propiedades morfológicas específicas (procesos pedogenéticos), que durante su evolución quedan registrados en el perfil del suelo, y estas propiedades integran lo que se conoce como “memoria edáfica”. Es a partir de la interpretación de los mencionados procesos pedogenéticos, el poder inferir sobre las condiciones ambientales que influyeron en su formación.

Los procesos pedogenéticos pueden clasificarse de acuerdo a sus características cronológicas como: duración, velocidad y tiempo característico. El tiempo característico se refiere al periodo en que una propiedad alcanza un estado de equilibrio o cuasi-equilibrio con el ambiente, lo cual induce propiedades pedogenéticas que perduran en el tiempo (Targulian y Solokova, 1996). En este sentido, los tiempos característicos de los procesos pedogenéticos son diferentes; de modo que de acuerdo a su duración se clasifican en lentos (10-100 años), intermedios (1000-10,000 años) y lentos (más de 10,000 años) (Targulian y Krasilnikov, 2007)

Estos sistemas alcanzan un nivel de estabilidad, asociados principalmente a condiciones ambientales que favorecen la colonización de plantas y animales, propiciando así la formación de suelos (Wolfe y Nickling, 1993). Bajo tales condiciones estables de clima, el avance de la pedogénesis es vital para la formación de nuevas estructuras. Sin embargo, cuando dichas condiciones no prevalecen en el tiempo, se forman nuevos estratos sedimentarios (Cortés, 1996).

El conocimiento de las secuencias edafo-sedimentarias costeras aportan una valiosa información sobre la evolución del litoral, dado por su alta capacidad de registrar los cambios que ocurren en el medio, reflejando así sus propiedades y conservándolas en el tiempo (Mahan *et al.*, 2009; Armada *et al.*, 2015). Por su parte, el conocimiento de la edad de los sistemas de dunas provee una gran oportunidad para una mejor comprensión de la historia climática del cuaternario tardío en las llanuras costeras (Otvos y Price, 2001).

Si bien los estudios sobre la formación de suelos en dunas costeras son escasos, algunos indicadores geoquímicos como la intensidad del color han sido utilizados

como indicadores paleoambientales (Bullard y White, 2002). Tal coloración se encuentra asociada a la presencia de óxidos de hierro, donde gohetita y hematita son los componentes primarios y secundarios de óxidos de hierro respectivamente presentes en los materiales (Pye y Tsoar, 2009). La formación de estos compuestos está estrechamente relacionada con los factores ambientales de humedad y temperatura, los cuales en condiciones de estabilidad, pueden ser utilizados como indicadores del tiempo (Tsoar *et al.*, 2009, Roskin, *et al.*, 2012).

El proceso de formación de hematita a partir de la liberación del hierro se conoce como rubificación. En dunas poco estables, este proceso puede ser lento, mientras que en ecosistemas más estables el enrojecimiento de los suelos puede alcanzarse en un tiempo menor a 10.000 años (Gardner y Pye, 1981).

CAPITULO II. ÁREA DE ESTUDIO

II.1. FISIOGRAFÍA

El área de estudio se encuentra en la zona costera del estado de Veracruz, que colinda al norte con el estado de Tamaulipas y el Golfo de México, al este con el Golfo de México, Tabasco y Chiapas, al sur con Chiapas y Oaxaca, al oeste con Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí, teniendo a la Ciudad de Xalapa de Enríquez como capital. Son siete provincias fisiográficas en las que se encuentra dividido el estado, según la clasificación del INEGI (2006) las cuales son: Sierra Madre Oriental, Llanura costera del Golfo Norte, Faja Volcánica Transmexicana, Sierra Madre del Sur, Llanura costera del Golfo Sur, Sierra de Chiapas y Guatemala, y cordillera Centroamericana (Figura 2).

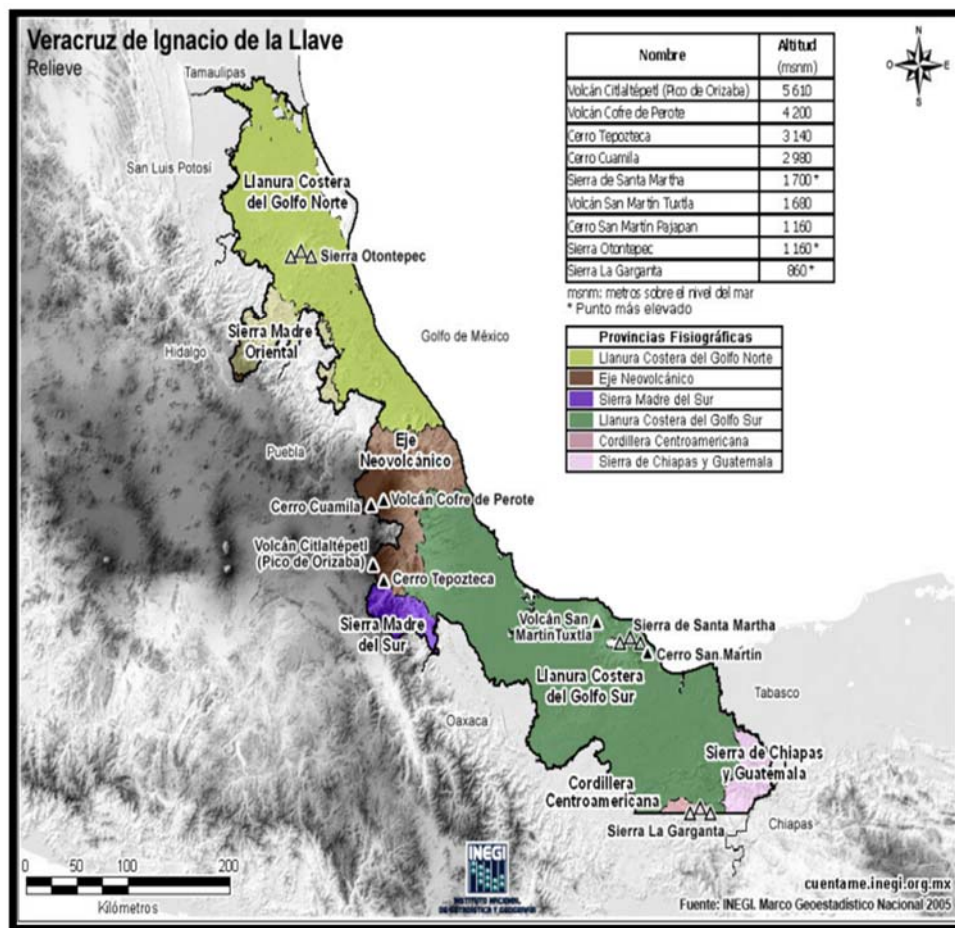


Figura 2. Fisiografía del Estado de Veracruz de Ignacio La Llave. Fuente: INEGI, 2005.

Particularmente, el sitio de estudio del presente trabajo se localiza dentro de las provincias fisiográficas de la Faja Volcánica Transmexicana y la Llanura Costera Veracruzana (Figura 2). La provincia de la Faja Volcánica Mexicana está constituida por rocas volcánicas de diferentes tipologías, las cuales se originaron por numerosos y sucesivos eventos efusivos que comenzaron a mediados del Terciario, en tanto que la Llanura Costera está integrada por sedimentos aluviales, costeros y eólicos.

La costa centro oriental de Veracruz es una costa de tipo acumulativo con playas arenosas con procesos de oleaje dominantes causados por los vientos alisios, principalmente, pero también por, frentes fríos (nortes), tormentas asociadas con huracanes (Ortiz-Pérez y De la Lanza-Enciso, 2006). La costa presenta islas de barrera con campos de dunas y cordones de playa antiguos, separados del continente por marismas y esteros, paralelos a la línea de costa (Ortiz-Pérez y De la Lanza-Enciso, 2006). Con respecto al sistema de dunas costeras presentes en el área, (Martínez *et al.*, 2014b, Citado por: Martínez *et al.*, 2014a) señalan que es uno de los más extensos de México, ocupando 106,600 ha y que incluye, sobretodo dunas transgresivas y parabólicas.

Dentro de esta unidad fisiográfica, directamente en la costa, se identificaron varios sitios de estudio, los cuales se presentan en la Tabla 1, con sus respectivas coordenadas geográficas. El sitio de La Mancha se localiza aproximadamente a 24.5 km al norte de Ciudad José Cardel (km 26 de la carretera federal 180 Cardel-Nautla), en el municipio de Actopan (Figura 3).

En este sitio se encuentra ubicado el Centro de Investigaciones Costeras La Mancha (CICOLMA), perteneciente al Instituto Nacional de Ecología (INECOL), por lo que la disponibilidad de información en esta área es superior al resto de los sitios estudiados en este trabajo. Dicha área pertenece al macizo volcánico de Palma Sola (Robin, 1982; Negendank *et al.*, 1985), éste, a su vez, es el único sitio en el Golfo de México donde la planicie costera es atravesada por las estribaciones orientales de la Faja Neovolcánica Transmexicana (Moreno-

Casasola, 2006), el cual se extiende desde Nayarit, en las costas del Pacífico, hasta Veracruz, en el Golfo de México.

Tabla 1. Nombre, clave y coordenadas UTM de los perfiles muestreados.

Perfil	Clave	Coordenadas	
		N	W
Palma Sola	PS	19° 47 00,9	96° 25 20,6
		UTM 14Q	
Mancha 1	LM1	749776E; 2146475N	
Punta Delgada	PD	6765782E; 2198041N	

La morfología actual del terreno tiene su origen en la actividad volcánica efusiva del Mioceno Medio y Superior (14-15 a 7-8 millones de años) (Cantagrel y Robin, 1979), la cual produjo grandes derrames de lava de composición andesítico-basáltica y brechas dacíticas, dando origen así, a grandes cerros en un área de aproximadamente 20 a 25 km².

El perfil de Palma Sola se encuentra ubicado a unos escasos kilómetros al norte de la localidad de Palma Sola, la cual está situada en el Municipio de Alto Lucero de Gutiérrez Barrios a unos 6 metros sobre el nivel del mar. Por su parte, Punta Delgada (Figura 3) se localiza al norte de la localidad de Palma Sola y comparte similares características fisiográficas.

II.2. CLIMA, SUELOS Y VEGETACIÓN

El clima predominante en la zona es tropical húmedo (Aw2), con una precipitación de 1200 mm al año (Martínez *et al.*, 2007). La temperatura media anual alcanza 24°C, mientras que la humedad relativa es alrededor del 75% (Fernández-Eguiarte *et al.*, 1989).

Alrededor de La Mancha se han identificado varios tipos de suelos, los cuales han sido descritos por Travieso-Bello (2000). En la siguiente tabla se presentan dichos suelos con sus principales características.

Tabla 2. Suelos presentes en La Mancha y sus principales características.

Fuente: Travieso-Bello, 2000

Tipos de suelos	Características
Gleysol mólico	Se ubica en la depresión prelitoral, mezclado por partes con el histosol fábriico. Se encuentra inundado aproximadamente cinco o seis meses al año. Presenta propiedades gléycas y estágnicas.
Histosol fábriico	Está constituido por material orgánico poco humificado, producto de condiciones anaeróbicas. Posee un horizonte hístico fábriico, con al menos 2/3 de material vegetal.
Arenosol calcárico poco humificado	Se localiza en la playa y dunas de playa, con una superficie de 1.7 km ² . Presenta poco desarrollo, una alta permeabilidad, es pobre en nutrientes y posee una escasa cobertura vegetal.
Arenosol calcárico ligeramente humificado	Se encuentra en las dunas transversales y parabólicas, con una superficie de 2.9 km ² . Es similar al arenosol calcárico poco humificado, pero con una cobertura vegetal y residuos orgánicos ligeramente mayor.
Arenosol lúvico	Se ubica en los cordones litorales, ocupando una superficie de 0.9 km ² . Retiene mejor la humedad y tiene un mayor contenido de materia orgánica que el resto de los Arenosoles.

En cuanto a la vegetación, se observa una variedad de vegetación natural mezclada con aquellas introducidas por la actividad humana. Dentro del primer grupo abundan plantas de selva baja caducifolia, así como vegetación propia de las dunas, particularmente plantas de las familias Poaceae y Fabaceae. Como parte de vegetación introducida o modificada por la acción del hombre se destacan las plantas para fines de pastoreo, así como para el consumo humano como maíz, caña de azúcar y diferentes especies de frutales.

II.3. DUNAS COSTERAS DEL GOLFO DE MÉXICO

Las dunas costeras en México ocupan el 1% de la superficie total del país. En el Estado de Veracruz se presenta una de las mayores áreas de estos sistemas costeros en el país. Dentro de esta superficie se presenta una variedad de dunas de diferentes morfologías, donde las transversales y parabólicas son las más abundantes en la zona y país en general (Martínez *et al.*, 2014b, Citado por: Martínez *et al.*, 2014a). Por otra parte, dado el ambiente tropical en dichas dunas, crece sobre ellas una amplia variedad de vegetación (Martínez *et al.*, 2014b).

El movimiento de materiales arenosos que conforman estas dunas, así como la orientación de las ya formadas, se debe fundamentalmente a la acción de los vientos alisios y los conocidos como “Nortes”. Los primeros, en el Golfo de México producen corrientes marinas de baja energía durante gran parte del año, excepto en invierno, cuando los “Nortes” son de mayor intensidad, estos últimos alcanzan grandes velocidades, alrededor de 118 km/h. De esta manera, a la acción de los vientos alisios se le atribuye el aporte de sedimentos, mientras que los “Nortes” tienen una acción de acomodo de los materiales (Oropeza-Orozco, *et al.*, 2011). De esta manera, es en la temporada de invierno cuando se produce el mayor movimiento de sedimentos ocasionado por tales vientos (Martínez *et al.*, 1997).

Las investigaciones básicas en los sistemas de dunas han estado enfocadas mayoritariamente a su importancia y restauración ecológicas (Jiménez *et al.*, 2015). Con respecto a los estudios pedogenéticos asociados a los sistemas de dunas costeras en México, específicamente en el Golfo de México, han sido abordados previamente (Dubroeuq *et al.*, 1992; Hesp *et al.*, 2011; López-Portillo *et al.*, 2011).

A partir de dichos estudios, se han identificado en la zona perfiles de suelo con diferentes grados de desarrollo, mientras que los materiales que le dieron origen son una mezcla de materiales de origen continental y marino. Son característicos de los suelos, procesos tales como deposición reciente de materiales arenosos, presencia de hidromorfismo, dada por la cementación de materiales en la zona de contacto con el nivel freático, así como intemperismo de materiales con una ligera formación de arcillas y acumulación de materia orgánica (Dubroeuq *et al.*, 1992; Geissert y Dubroeuq, 1994).

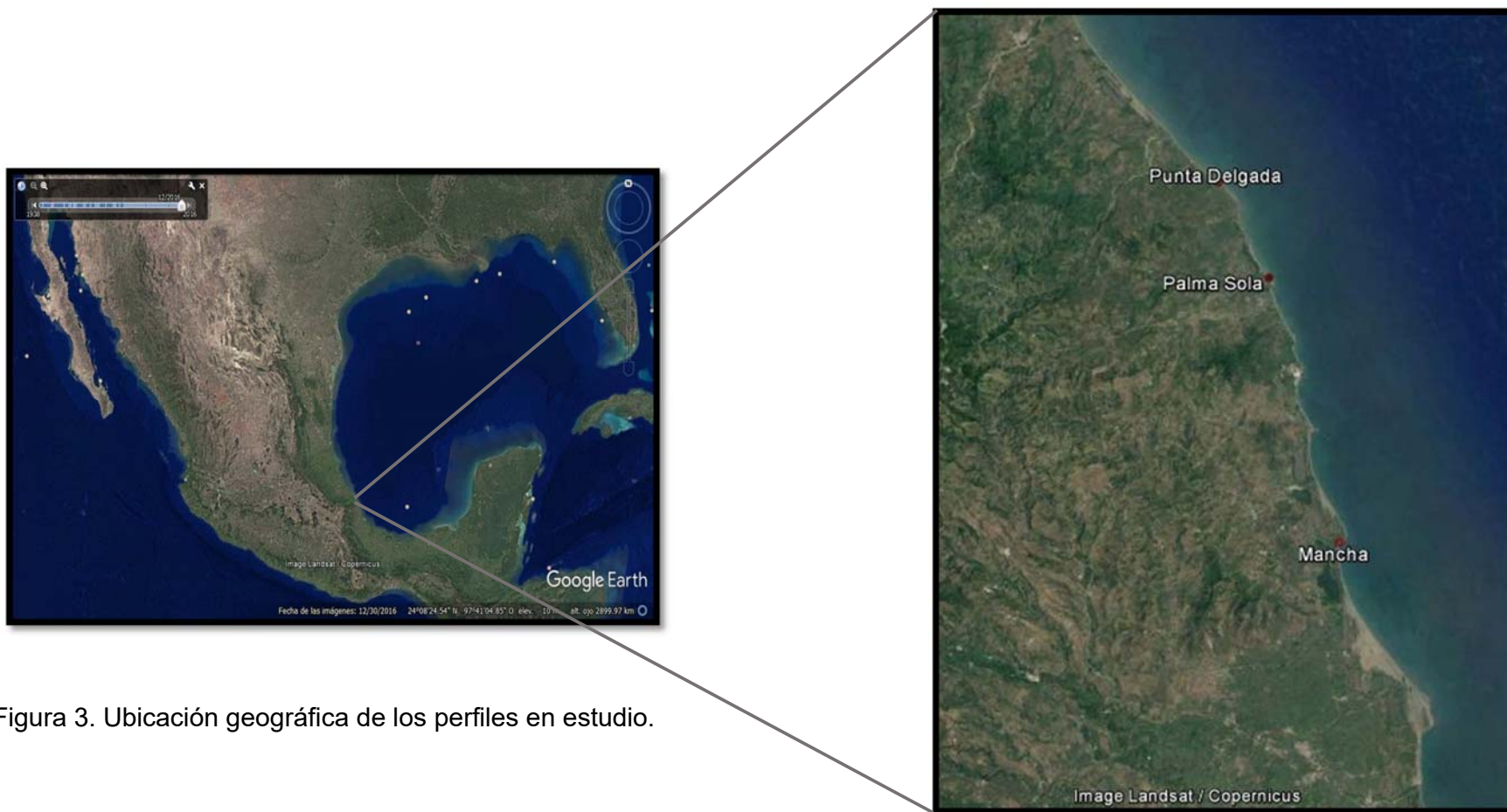


Figura 3. Ubicación geográfica de los perfiles en estudio.

CAPITULO III. MATERIALES Y MÉTODOS

III. 1. MUESTREO Y DESCRIPCIÓN DE PERFILES

Los perfiles de los suelos identificados en campo se describieron de acuerdo a la WRB (2006), la cual nos sirvió de apoyo para la identificación, descripción y posterior clasificación de los horizontes a partir de características morfológicas como color, límite de horizonte, profundidad, textura, estructura y rasgos pedogenéticos propios del suelo.

Las muestras para análisis de laboratorio se tomaron de cada horizonte con rasgos y características significativas para nuestro estudio. Se tomaron muestras totales en cada horizonte, mientras que aquellas con fines micromorfológicos fueron tomadas en bloques inalterados manteniendo la posición original de campo, en horizontes de interés.

III. 2. ANÁLISIS DE LABORATORIO

III. 2.1. FECHAMIENTOS

En los horizontes de los perfiles Mancha 1 (2Ck) y Punta Delgada (Bck) se realizaron fechamientos por radiocarbono en muestras de carbonatos secundarios. En tanto que se realizaron otros dos fechamientos en el perfil Palma Sola (2A, 3Ai), pero en este caso se fecharon muestras de materia orgánica. Esta técnica se basa en la velocidad de desintegración del carbono radiactivo o isótopo inestable (^{14}C), que está formado en la atmósfera superior a través del efecto de los neutrones de rayos cósmicos a nitrógeno-14.

El ^{14}C formado se oxida rápidamente a $^{14}\text{CO}_2$ y comienza a formar parte de las plantas y animales a través de la fotosíntesis y la cadena alimenticia (Libby, 1955), manteniéndose en constante equilibrio con el ^{14}C de la atmósfera. Al momento que la planta o animal muere, cesa en ellos la función metabólica de absorción de Carbono; no hay reposición de carbono radioactivo, sólo desintegración. Conociendo así la actividad de ^{14}C inicial, el contenido de ^{14}C de la muestra y el tiempo de vida media de ^{14}C , se puede determinar el tiempo en que el organismo dejó de asimilar carbono (Walker, 2005).

Las muestras de carbonatos fueron procesadas mediante espectrometría de aceleración en masa (AMS) en el laboratorio de Beta Analytic de Miami, Florida. Previamente se realizó una limpieza general de las muestras con el objetivo de eliminar cualquier material de suelo adherido a la muestra.

En horizontes más sub-superficiales del perfil Palma Sola (4C, 5Btg), se realizaron otros dos Fechamientos, en este caso mediante el método de Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL, por sus siglas en inglés). Esta metodología ha sido ampliamente utilizada como datación absoluta en diferentes tipos de sedimentos, principalmente de origen eólicos, fluvial y fluvio-glacial (Mahan et al., 2009). Básicamente este método nos indica la última vez en que el material sedimentario estuvo expuesto a la luz solar.

El fechamiento por radiocarbono es un método de datación que permite determinar la edad de materiales que contienen carbono hasta unos 50, 000 años, por tanto, en las secuencias de paleosuelos más antiguas como en Palma Sola, fue preciso utilizar una metodología de fechamiento diferente, como el método por OSL.

III.2.2. ANÁLISIS DE COLOR

El color es una de las propiedades físicas más importantes del suelo. A partir de este indicador se puede realizar inferencias sobre algunos de los procesos pedogenéticos asociados al suelo en cuestión. A menudo el color oscuro en los suelos se atribuye a contenidos de materia orgánica humificada, mientras que colores rojizos se relacionan con presencia de óxidos de hierro como producto del intemperismo, así como el color blanco se asocia a la presencia de sales, fundamentalmente carbonato de calcio.

Las mediciones se realizaron mediante un espectrofotómetro ColorLite shp360. A partir de los datos en el espacio de color L^* , a^* y b^* se determinó el índice de enrojecimiento del suelo (**R_{ILAB-BT}**), calculado de acuerdo a Barrón y Torrent (1986). Este indicador ha sido propuesto para estimar el contenido de óxidos de hierro, principalmente hematita, ya que ésta tiene una alta correlación con el índice en cuestión (Sellitto *et al.*, 2009).

En cuanto a espacio de color utilizado, L^* representa la luminosidad de color, cuyos valores oscilan de 0 (negro) a 100 (blanco), a^* cuyos valores se mueven entre el verde (valores negativos) y el magenta (valores positivos), y b^* desde el color amarillo (valores positivos) y azul (valores negativos).

III.2.3. pH y CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

El potencial de hidrogeno del suelo (pH) se refiere a la concentración de iones hidrógeno (H^+) que se da en la interface líquida del suelo, y constituye una propiedad química muy importante para la ocurrencia de procesos físicos, químicos y biológicos del suelo.

Este indicador se determinó en una relación de suelo/solución 1:25 con agua destilada (ISRIC, 2002). Para ello se pesaron 20 g de muestra tamizada anteriormente a tamaño menor de 2 mm, la cual se aforó en probeta de 50 ml, con agua destilada. Luego se agitó durante 20 minutos hasta alcanzar la turbidez de la muestra. Para realizar la medición se agitó por 30 minutos y se dejó reposar. El pH se midió con un potenciómetro Conductronic pH 120. Se realizaron tres mediciones por cada muestra con el objetivo de minimizar los errores en la medición. Para la determinación de la conductividad eléctrica se siguió el mismo procedimiento anterior.

III.2.4. ANÁLISIS DE TEXTURA

La textura del suelo constituye una de las características físicas más importantes, pues es a partir de ésta que se puede predecir el comportamiento físico del suelo, haciendo inferencias acerca del movimiento del agua en el perfil, la facilidad de manejo y la cantidad de nutrientes. La textura indica la proporción de partículas fundamentales en el suelo: arcilla, limo y arena, que se agrupan en suelos de textura fina, media y gruesa.

La cuantificación de estas partículas se realizó mediante el método de sedimentación de dichas partículas, el cual se fundamenta por la Ley de Stokes, aplicada para partículas sólidas que caen en un fluido viscoso. Para ello, Stokes propone la siguiente fórmula para calcular la velocidad de sedimentación:

$$v = d^2 g(\rho_p - \rho_f)/18\eta$$

Donde V es la velocidad de sedimentación (cm/seg), d es el diámetro de las partículas (cm), g es la gravedad (cm/seg²), ρ_p y ρ_f son las densidades de las partículas sólidas y del fluido o agua, respectivamente (g/cm³), y η es la viscosidad del fluido.

Para realizar la determinación, se utilizaron 10 g de muestra de suelo secadas al aire, las cuales se colocaron en recipientes de plástico herméticamente sellados. Posteriormente a los frascos se le agregó 10 ml de Hexametáfosfato de sodio (HMF) 50.0 g/L utilizado como dispersante y 100 ml de agua destilada. Las muestras se colocaron en un agitador durante 12 horas, para luego realizar la separación de las partículas.

Para la obtención de las arenas se utilizó un tamiz No. 270 con una base para recoger el filtrado, para lo que se aplicó suficiente agua destilada a la muestra, quedando en la superficie del tamiz las partículas de tamaño arena. Estas se colocaron en recipientes de porcelana previamente pesadas y posteriormente secadas en estufa a 105 °C, para luego volver a tomar el peso de la muestra.

Para la obtención de las fracciones limos y arcillas, el producto del filtrado se llevó a probetas de 1000 ml, enrazadas con agua destilada. Se dejaron reposar las muestras durante varias horas, y posteriormente fueron agitadas individualmente con un agitador manual durante 1min, anotando los tiempos de inicio y la temperatura. Con ayuda de una pipeta se tomaron alícuotas de 10 ml, las cuales se colocaron en estufa a 105 °C para obtener el peso de las arcillas.

Una vez tenido el peso de las arenas y arcillas, se determinó por diferencia de peso el porcentaje de cada una de las fracciones.

III.2.5. FLUORESCENCIA DE RAYOS X

El conocimiento de elementos mayores en el suelo puede ser indicativo del material parental presente, así como de las fuentes primarias de aporte de los elementos, así como de la presencia de discontinuidades en los perfiles.

El contenido de elementos primarios como el Fe, K, Ca, Mn, así como el Ti y Zr se determinaron mediante análisis de Espectrometría de Fluorescencia de rayos X. Los análisis se realizaron en un equipo modelo: NITTON XL3t XRF analyzer, en el laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología, UNAM.

III.2.6. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética medida en los suelos es un indicador ampliamente utilizado para estimar la presencia de partículas que pueden magnetizarse mediante la aplicación de un campo magnético. En este sentido se utilizan varias intensidades de campo magnético el cual está relacionado con el tamaño de partículas con propiedad de ser magnetizadas. Dentro del tamaño de partículas de interés para nuestro análisis se encuentran las partículas superparamagnéticas (SP), las cuales son de tamaño muy pequeño ($d < 0,01\mu\text{m}$) y pueden magnetizarse fuertemente por campos magnéticos bajos. En este caso se refleja la presencia y concentración de óxidos de hierro (magnetita, hematita, goethita, etc.).

Los óxidos de hierro en el suelo se forman a partir del intemperismo de materiales primarios, de ahí que al evaluar la respuesta magnética de las muestras sea un indicativo de procesos pedogenéticos asociado a condiciones climáticas favorables para su formación como son los climas con abundante precipitación.

El análisis de este indicador se realizó mediante un susceptibilímetro Bartington MS2 y un sensor dual MS2B, el cual aplica un campo magnético de baja intensidad ($\pm 0,1 \text{ mT}$), midiendo la susceptibilidad magnética en dos frecuencias: una baja (0,47 kHz) y una alta (4,7kHz); estas determinaciones nos permiten calcular la susceptibilidad dependiente de frecuencia (X_{fd}), la cual es un indicador de la concentración de las partículas SP, cuyo origen se relaciona con procesos pedogenéticos, generalmente (Worm, 1998).

Las muestras para este análisis fueron homogenizadas y colocadas en contenedores de acrílico con capacidad de 8 cm^3 , para posteriormente ser medidas en el equipo, lo cual se llevó a cabo en los laboratorios del Instituto de Geofísica de la UNAM (Barceinas-Cruz, 2015).

III.2.7. ANÁLISIS MICROMORFOLÓGICO

Las muestras con este fin se tomaron inalteradas en campo, conservando la estructura y orientación. El proceso de preparación de las muestras se realizó en el Taller de Laminación del área del grupo de Paleosuelos en el Instituto de Geología, UNAM.

La metodología seguida fue la siguiente: primeramente las muestras fueron secadas a temperatura ambiente, posteriormente fueron impregnadas con resina de tipo MC-40 con monómero de estireno, agregándole peróxido de metil etil cetona K-200 como catalizador, seguidamente las muestras fueron colocadas en cámara de vacío a presión de 22 atmósferas con el objetivo de que el espacio poroso quedara ocupado por la resina, logrando así una mayor firmeza de la muestra. Finalizado este proceso se expusieron a la luz solar hasta haber logrado una solidificación total, para lo cual se requirió al menos tres días.

Transcurrido el tiempo necesario, los bloques fueron cortados en disco de diamante lubricado con agua, donde se obtuvo una muestra de menor tamaño, la cual se pulió a diferentes tamaños de granos para obtener una superficie suficientemente lisa y limpia. Posteriormente, se colocaron sobre portaobjetos de vidrio para ser cortada una lámina a 2 mm en una microcortadora *Beuhler*. Dicha lámina se desbasta hasta obtener un grosor de 30 micras, necesarias para observar la composición mineralógica, así como los rasgos pedogenéticos como contenido de materia orgánica, concreciones/nódulos de hierro, carbonatos primarios y secundarios, así como rasgos de intemperismo, entre otros, utilizando para ello un microscopio petrográfico Olympus América.

CAPITULO IV. RESULTADOS

IV.1. MORFOLOGÍA DE PERFILES

A partir de la evaluación en campo, siguiendo como criterio los diferentes rasgos morfológicos, así como los procesos pedogenéticos asociados a cada perfil en estudio, se pudieron identificar al menos 5 paleosuelos en el Perfil Palma Sola y 3 en La Mancha 1, separados por estratos sedimentarios (Figura 4). En Punta Delgada se tiene un perfil, en donde se presenta un suelo sepultado por sedimentos de la duna actual, que conforma un horizonte AC de poco desarrollo.

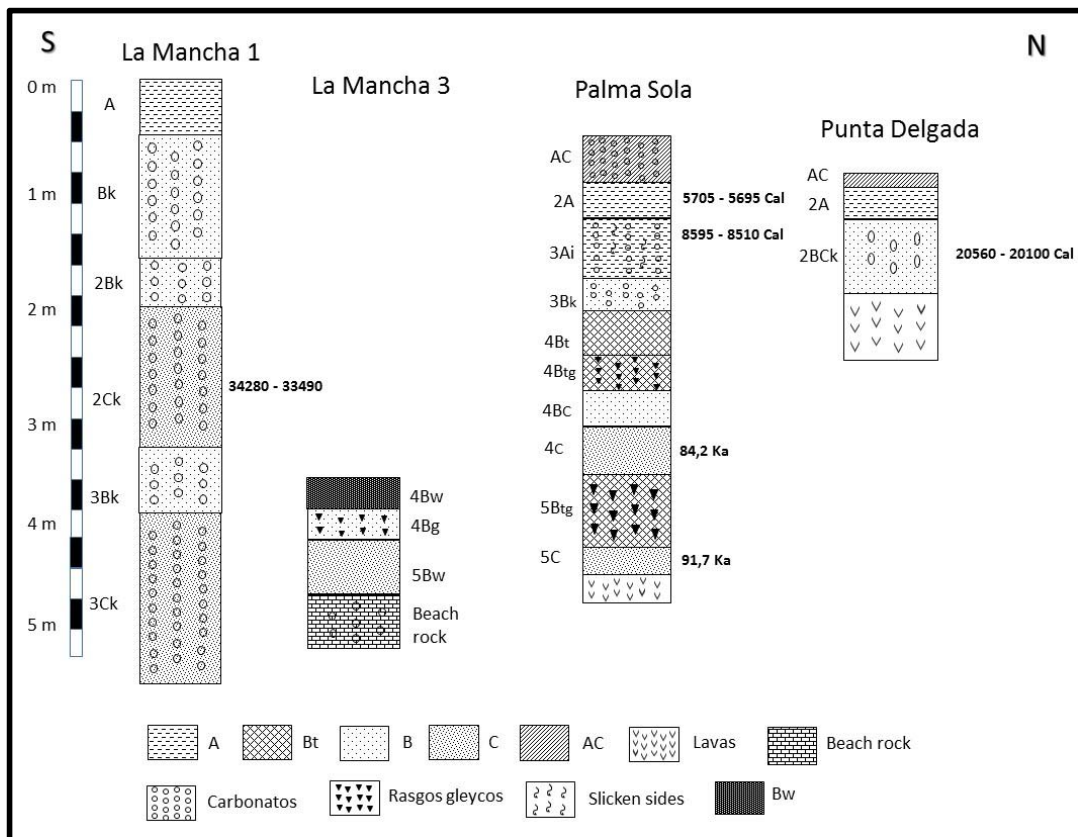


Figura 4. Esquema de los perfiles estudiados. Se muestran los rasgos morfológicos, así como los fechamientos obtenidos en los perfiles, los escritos en rojo se realizaron mediante ^{14}C y en negro por OSL.

Las secuencias de paleosuelos identificadas, tanto en el sitio de Palma Sola como en La Mancha, indican que hubo al menos cinco eventos de deposición

de sedimentos que sirvieron de base para la formación de suelo en cada depósito, sin embargo, al no estar presente el horizonte A correspondiente a cada secuencia de paleosuelo, hay evidencia de remoción por un proceso erosivo y depósito de un nuevo material posteriormente.

La relación estratigráfica que guarda el perfil LM1 y LM3, es que éste último es más antiguo, ya que en campo se siguieron los estratos y se determinó su posición en un nivel más bajo.

Los rasgos morfológicos identificados en los perfiles se describen a continuación.

V.2. DESCRIPCIÓN DE PERFILES


	Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
A	0-80	Horizonte A del suelo moderno, de estructura granular. Color pardo grisáceo oscuro. Textura arenosa. Alta densidad de raíces.	
Bk	80-200	Horizonte bien desarrollado, con estructura prismática. Color pardo amarillento, de textura arenolimoso, con algo de arcilla. La matriz no reacciona al HCl, pero se evidencia muchas vetas de carbonatos en forma de micelios.	
2Bk	200-250	Color pardo rojizo claro. Estructura angular, de tamaño mediano. No hay reacción en la matriz al HCl. Presencia de carbonatos laminares con orientación subhorizontal, algunos son globulares y de tamaño aproximado 0.5 cm.	
2Ck	250-320/380	Horizonte menos estructurado, de estructura masiva, más arenoso y friable que los horizontes superficiales. Crecimiento de carbonatos dendríticos y nódulos grandes redondeados (mayor a 4 cm).	
3BK	320/380-440	Color pardo rojizo, pero con muchas manchas de color blanco. Textura areno-limosa. Estructura frágil en la zona rojiza y más firme, en las zonas en las que hay carbonatos. Máxima concentración de carbonatos (40%) duros, grandes y redondeados que siguen orientación de la paleopendiente.	
3Ck	440-580	Horizonte arenoso, poco estructurado con alta concentración de carbonatos de diferentes formas. Algunos nódulos de carbonatos, pero abundan más las rizoconcreciones grandes verticales, horizontales.	

Figura 5. Perfil La Mancha 1 (LM1).



Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
4Bw	0-40	Material de color pardo rojizo, en estructura en bloques sub angulares firmes, presenta algo de arcilla, así como material arenoso. No reacciona al HCl.
4Bg	40-90	Horizonte moteado de color pardo rojizo grisáceo. Las manchas parecen seguir un patrón de raíces antiguas. Presenta una estructura en bloques subangulares pero muy frágiles, de color pardo oscuro. No hay presencia de carbonatos.
5Bw	110-130	Separado del horizonte anterior, por un material compacto, tipo caliche. Horizonte con estructura en bloques subangulares, textura limo-arcillosa, de color pardo rojizo. Su matriz reacciona al HCl. El espesor es discontinuo, formando una especie de "bolsa" dentro del sedimento.
Beach rock	+160	Material compactado, extremadamente duro.

Figura 6. Perfil La Mancha 3 (LM3).

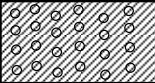
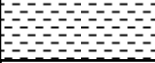
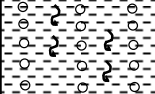
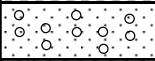
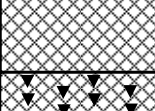






	Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
	AC	0-33	Sedimento arenoso, sin estructura, de color gris rojizo, presencia de raíces en la superficie, presencia de pequeñas concreciones de carbonatos sin redondeo.
	2A	33 a 56.5	Textura arcillo-arenoso, matriz compactada, de color pardo amarillento con motas grises, estructura en bloques subangulares, con presencia de manganeso y oxidaciones férricas. Presenta procesos de formación edáfica in situ. Presencia de rizoconcreciones de carbonatos en formas verticales, típicas de ambientes secos.
	3Ai	56.5 a 121.5	Textura arcillo-arenosa con mucha más arcilla que el anterior, estructura en bloques angulares en forma de cuñas. Color pardo oscuro, concreciones de carbonatos pequeñas y redondeadas. Abundante materia orgánica, pero sin presencia de raíces actuales.
	3Bk	121.5-140	Textura areno arcillosa, de color pardo-rojizo, con acumulación de carbonatos en forma de rizoconcreciones que abarcan hasta un 30% del perfil, con estructura en bloques subangulares.
	4Bt	140-166	Textura areno-arcillosa, de color pardo-amarillento y manchones de color rojo como muestra del interior de los agregados. Gruesos cutanes de arcilla en las fracturas y poros del horizonte. Concreciones de carbonatos que abarcan entre 5 y 10% del total de la matriz, de tamaño variable, desde unos pocos mm hasta 3cm, estructura en bloque sub-redondeado.
	4Btg	166- 189	Presencia de cutanes de iluviación de color pardo, con manchas de manganeso en abundancia y motas rojizas de óxido de hierro, de textura arenosa con presencia de arcilla. El color general del horizonte es pardo rojizo. Presenta procesos gleycos.
	4BC	189-214	Textura areno-limosa. Pocas concreciones de carbonatos, color pardo oscuro, pocas acumulaciones de manganeso y pocos cutanes de iluviación y el color oscuro pueden estar conformado por los minerales de la misma arena. Poco estructurado.
	4C	214-247	Textura arenosa con limo, color pardo claro, con pocas concreciones de carbonatos, muy poco manganeso, poca estructura.
	5Btg	247-320	Textura arcillo arenosa, de color pardo oscuro, con cutanes de manganeso, de estructura en bloques angulares, con incrustaciones de carbonatos en forma de raíces.
	5C	>320	Material arenoso, de color gris amarillento.
	Rocas basálticas		

Figura 7. Perfil Palma Sola (PS).



Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
AC	0-2,5	Horizonte AC del suelo moderno. Muestra una débil estructura con textura arenosa, de color pardo oscuro y abundantes raíces.
2A	2.5-20	Textura arcillo arenosa, influencia por material arenoso del sedimento de la duna sobreyacente. Se encuentra bien estructurado (bloques subangulares), de color pardo oscuro. Presencia de krotovinas.
2Bck	20-75	Horizonte con una estructura en bloques subangulares débilmente desarrollados. Abundantes fragmentos de rocas basálticas, cubiertas de carbonatos. Presencia de conchas de origen marino. Color pardo oscuro intenso.
Basaltos	75-120	Rocas basálticas sin rasgo de alteración, pero con abundantes carbonatos en su superficie y entre las rocas.

Figura 8. Perfil Punta Delgada (PD).

IV.3. ANALISIS DE LABORATORIO

IV.3.1. FECHAMIENTOS

Los resultados, a partir de las muestras analizadas por radiocarbono indican un periodo que abarca desde 31930 +/- 160 AP hasta 4910 +/- 30 AP, mientras que las analizadas por OSL ofrecen una mayor temporalidad, alcanzando hasta los 91.7 ka (Tabla 3).

Tabla 3. Resultado de los fechamientos obtenidos, y calibrados para los análisis por radiocarbono, así como las dataciones obtenidas por OSL.

Perfil	Horizonte	Tipo de fechamiento/ material	Edad convencional	Edad calibrada (2 Sigma Calibration)
LM 1	2Ck	Radiocarbono/ carbonatos	31930 +/- 160 AP	Cal a.C 34280 – 33490 (Cal AP 36230-35440)
PS	2A	Radiocarbono/ Materia orgánica	4910 +/- 30 AP	Cal a.C 5705 – 5695 (Cal AP 7655-7645)
	3Ai	Radiocarbono/ Materia orgánica	7770 +/- 30 AP	Cal a.C 8595 – 8510 (Cal AP 10545-10460)
	4C	OSL		84.2 ka
	5C	OSL		91.7 ka
PD	Bck	Radiocarbono/ carbonatos	18450 +/- 80 BP	Cal a.C 20560 – 20100 (Cal AP 22510-22050)

IV.3.2. COLOR

Los datos de color se muestran en la siguiente tabla con sus respectivos perfiles y horizontes correspondientes. Dada la homogeneidad de color que muestran los horizontes, se usó el índice de enrojecimiento, R_{LAB-BT} (Barrón y Torrent, 1986). Dicho indicador ha sido sugerido porque presenta una mayor correlación entre el color medido con las observaciones realizadas en campo ($R^2= 0.9852$) (Lucke y Sprafke, 2015).

Tabla 4. Lectura en espacio de color L*, a* y b* e índice de enrojecimiento del suelo (RI_{LAB-BT}) calculado de acuerdo a Barrón y Torrent (1986).

Perfil	Horizonte	L*	a*	b*	RI _{LAB-BT}
LM1	Bk	8.78	5.24	8.78	3.00
	2Bk	9.57	5.62	9.57	2.84
	2Ck	8.16	6.21	8.16	4.07
	3Bk	12.98	6.43	12.98	1.44
	3Ck	11.55	5.55	11.55	2.14
LM3	4Bw	10.55	6.45	10.55	2.38
	4Bg	12.51	8.33	12.51	3.14
	5Bw	11.29	5.95	11.29	1.90
PS	AC	8.62	4.37	8.62	2.52
	2A	8.89	4.79	8.89	2.38
	3Ai	8.92	4.51	8.92	2.80
	3Bk	10.25	5.36	10.25	2.68
	4Bt	10.21	5.43	10.21	2.62
	4Btg	12.09	5.79	12.09	2.33
	4BC	10.02	4.58	10.04	1.34
	4C	10.07	4.71	10.07	1.61
	5Btg	10.99	5.09	10.99	1.52
PD	2A	9.04	4.53	9.04	2.02
	2BCK	7.32	3.69	7.32	1.44

A partir de una observación general de los perfiles evaluados, se puede apreciar que no existe una variabilidad significativa en cuanto al índice RI_{LAB-BT} entre los perfiles analizados. Sin embargo, ligeras diferencias se pueden observar en La Mancha 1 y 3, donde hay indicios de una mayor intensidad en la coloración, mientras que en Palma Sola y Punta Delgada se mantienen casi homogéneos los valores en ambos perfiles, siendo inferiores en algunos casos a los perfiles de La Mancha. A pesar de las pequeñas diferencias que se muestran entre los perfiles, la intensidad de coloración rojiza es muy baja, dado por los valores del índice en cuestión. De esta manera, se tiene que los únicos horizontes que señalan cierto enrojecimiento son los horizontes Bk y 2Ck de LM1 y el 4Bg de LM3.

Por su parte en a^* , como componente de color rojo, se observa una ligera tendencia hacia el rojo en los horizontes del perfil LM1, siendo mayor en LM3. En PS y PD se observan valores ligeramente inferiores.

Los indicadores L^* y b^* se muestran ligeramente estables, los cuales siguen un patrón similar al indicador a^* . Sin embargo, se destaca que en LM1, los horizontes inferiores 3Bk y 3Ck son ligeramente más blancos y amarillentos, dados los valores más altos en L^* y b^* (Tabla 4).

IV.3.3. pH y CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

Como se puede apreciar en la Tabla 5, los valores de pH oscilan entre rangos de fuertemente alcalino a moderadamente alcalino. Para el caso de los perfiles de LM, estos valores oscilan entre 7.41 y 9.14, este último encontrado en el horizonte 2Bk de LM1. De manera general, los valores de pH en todos los perfiles presentan valores relativamente similares (ligeramente alcalinos).

Tabla 5. Análisis de pH y Conductividad.

Perfil	Horizonte	pH	CE ($\mu\text{s}/\text{cm}^{-1}$)
LM1	Bk	8.30	312.0
	2Bk	9.14	147.5
	3Bk	7.40	284.0
	2Ck	7.39	281.0
	3Ck	7.30	772.0
LM3	5Bw	7.41	234.0
	4Bw	8.20	174.6
	4Bg	7.93	153.8
PS	AC	8.32	67.5
	2A	8.61	55.6
	3Ai	8.14	43.3
	3Bk	8.60	106.8
	4bt	8.60	44.2
	4Btg	8.39	27.6
	4BC	7.90	53.3
	4C	8.38	57.4
PD	5Btg	8.30	55.5
	2A	7.6	55.7
	2Bck	7.8	54.6

Por su parte, los valores de conductividad eléctrica son bajos observándose diferencias claras entre los perfiles. LM1 muestra los valores más altos, alcanzando el máximo en 3Ck (772 $\mu\text{s}/\text{cm}^{-1}$). A diferencia, en Palma Sola, se encuentran los valores más bajos de este indicador.

IV.3.4 ANÁLISIS DE TEXTURA

En la Figura 9 se puede apreciar la diferenciación granulométrica en los horizontes del perfil LM1. De manera general, la fracción arena es predominante en todos los horizontes, con un mínimo de 65.8% en el horizonte más superficial, y un máximo en el horizonte 3Ck de 92.8%.

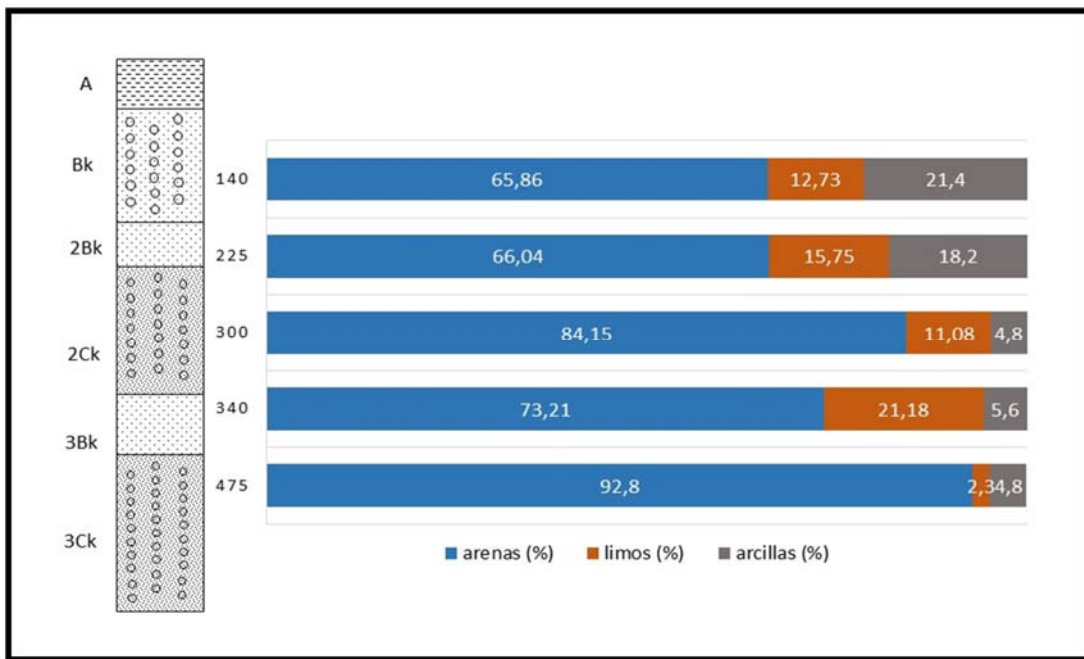


Figura 9. Composición granulométrica del perfil La Mancha 1.

Pese al alto contenido de partículas de tamaño arena en el perfil, también se encuentran arcillas aunque en menor cuantía. El mayor contenido de éstas se encuentra en el horizonte Bk, con un 21.4%, mientras que en el horizonte 3Ck, no alcanza el 5%.

Es de relevancia en este perfil la presencia de rizoconcreciones de carbonatos, los cuales son de gran tamaño, algunos pueden alcanzar hasta 40 cm de longitud y 10 cm de diámetro, de manera general es un perfil con presencia de carbonatos en todos los horizontes.

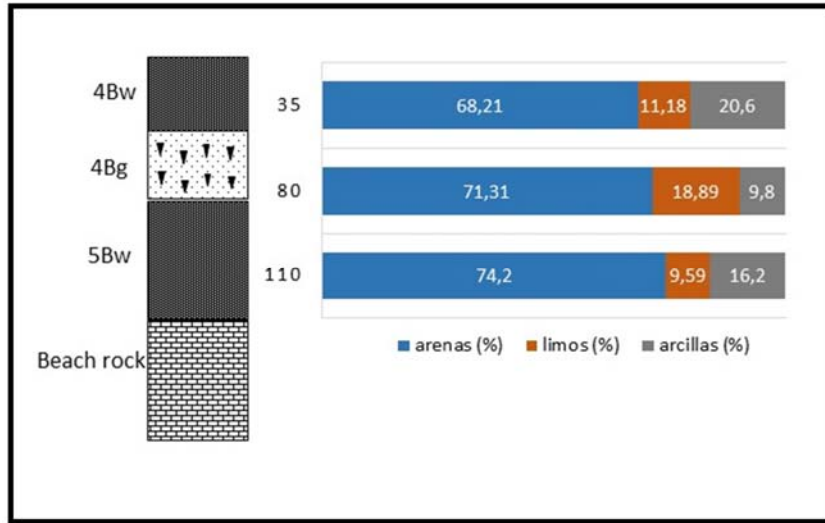


Figura 10. Composición textural del perfil La Mancha 3.

En el caso particular de La Mancha 3, también predomina la fracción arena, donde los horizontes 4Bg y 5Bw contienen la mayor proporción (71.3% y 74.2% respectivamente). Al horizonte 4Bg corresponde el mayor contenido de arcillas en el perfil, lo cual coincide con la descripción en campo (Figura 10).

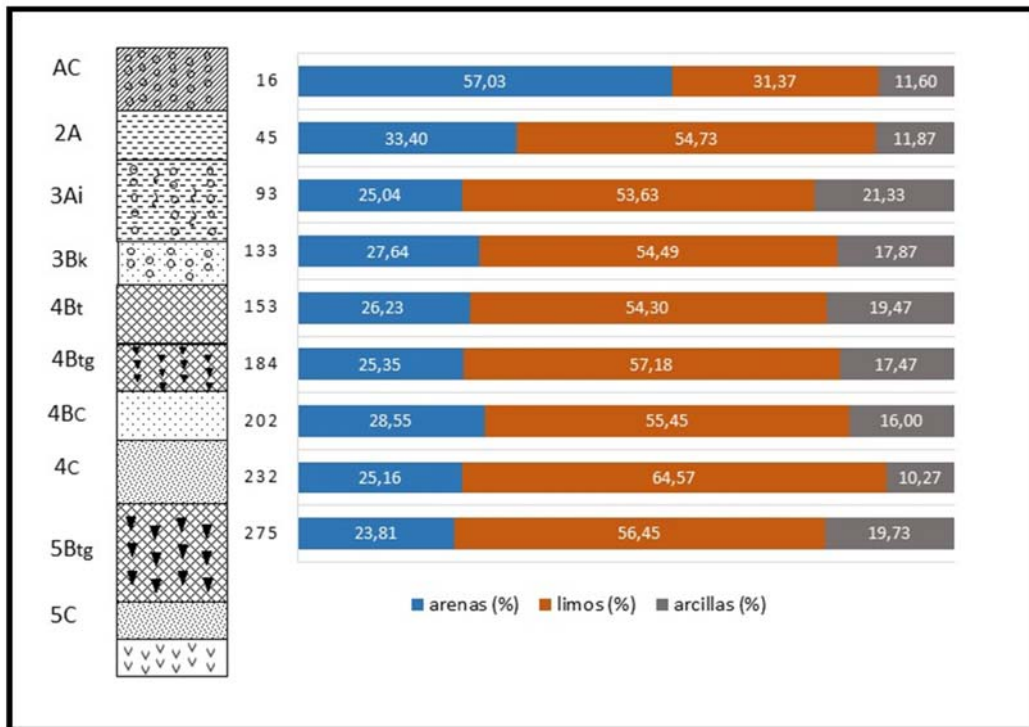


Figura 11. Composición textural del perfil Palma Sola.

En la Figura 11 se muestra la composición textural del perfil PS. Al analizar los datos se puede ver claramente una proporción mucho menor de partículas tamaño arena en todos los horizontes respecto a los perfiles descritos anteriormente. En este caso, el mayor porcentaje de partículas tamaño arena se encuentra en el horizonte AC (57.03%), lo cual corresponde a un aporte reciente de material arenoso, el cual sepulta al perfil.

El mínimo de arenas (23.81%) lo encontramos en el horizonte 5Btg, el cual a su vez contiene gran cantidad de limos y muy poco de arcillas. El horizonte con mayor contenido de arcilla es el 3Ai (21.3%), lo cual es indicativo de que éste es uno de los horizontes más edafizados del perfil, mientras que 4C (10.27%) es el horizonte con menor proporción de estas partículas, de modo que tiene relación con la descripción del perfil al formar parte ese horizonte como material parental, lo cual coincide además con el mayor contenido de limos (64,57%), habiendo el menor contenido de esta fracción en el horizonte AC (31.37%).

Por su parte, en el perfil PD, es evidente la abundancia de arena, con porcentajes de arcilla entre 10 y 15% (Figura 12).

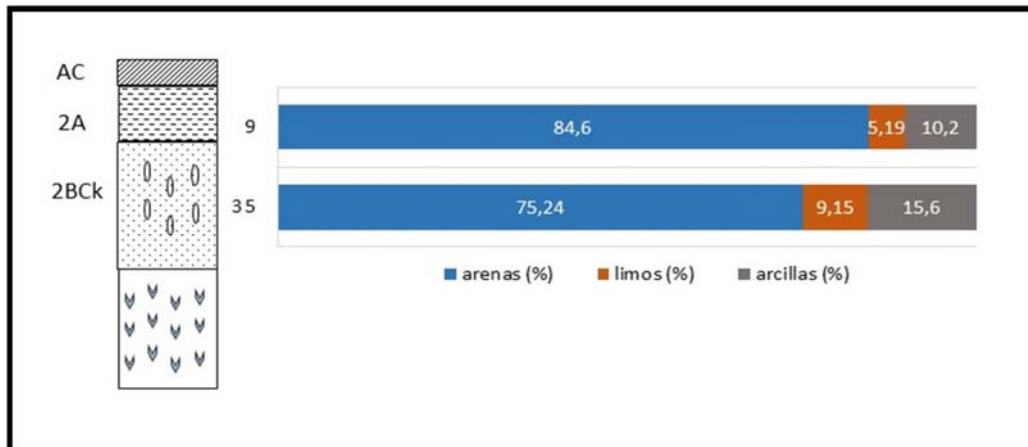


Figura 12. Textura del perfil Punta Delgada.

IV.3.5 COMPOSICIÓN QUÍMICA

Mediante el análisis de Fluorescencia de rayos X se analizó el contenido de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) y traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) presentes en los perfiles estudiados. La concentración de un gran número de ellos se encontraba por debajo del límite permisible para ser detectado por el equipo, por lo que solo se tomaron algunos de ellos. Como indicadores de homogeneidad del material sedimentario se consideraron titanio y zirconio, mientras que hierro, calcio y potasio, se tomaron como indicadores de procesos pedogenéticos.

De manera general, se pueden observar contenidos relativamente bajos de todos los elementos en los perfiles de La Mancha (Figuras 13 y 14). En el caso particular del Ca, este muestra un máximo en el horizonte 3Bk LM1, que está asociado al mayor contenido de carbonatos de calcio. Por su parte, el contenido de hierro es menor, precisamente en el tercer paleosuelo (3Bk y 3Ck), en donde el contenido de calcio es mayor. En contraste, los paleosuelos superiores, tienen una mayor proporción de Fe. El K es similar en todos los horizontes.

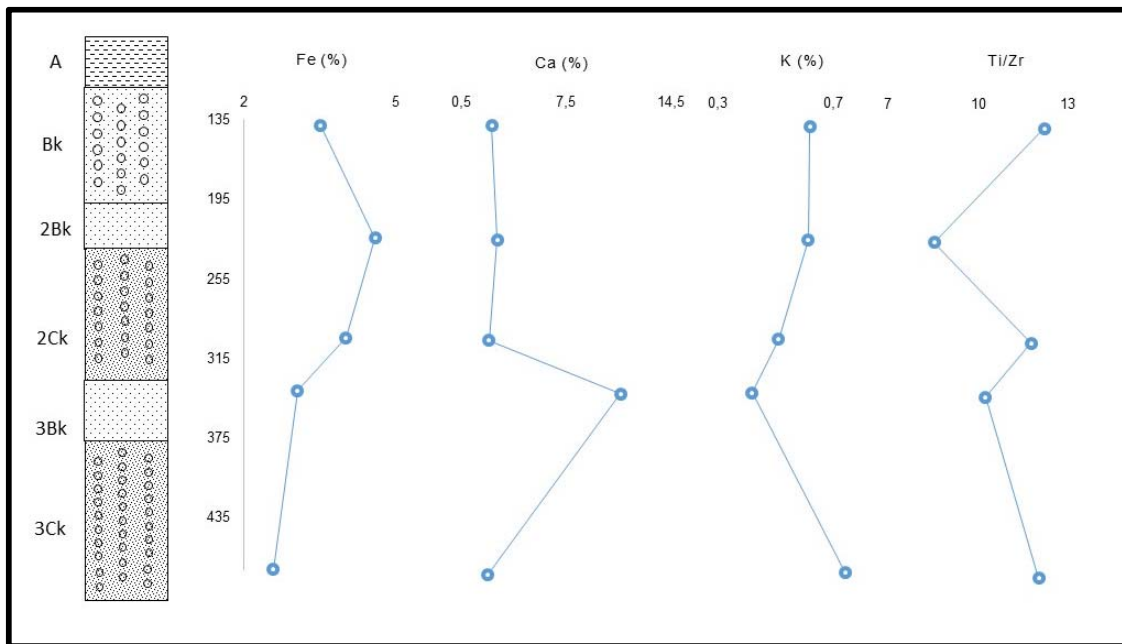


Figura 13. Contenido de elementos y relación Titanio/Zirconio en el perfil La Mancha 1.

Respecto a la relación Ti/Zr, la heterogeneidad observada, coincide con la definición inicial de los ciclos pedogenéticos; es decir que se puede apreciar que las diferencias en los valores están relacionadas con cada suelos: valores diferentes entre Bk y 2Bk; 2Ck y 3Bk; sin embargo, es posible que también haya otro ciclo entre 2Bk y 2Ck ya que existe cierta heterogeneidad.

En LM3, los valores encontrados en los diversos elementos son similares (Figura 14).

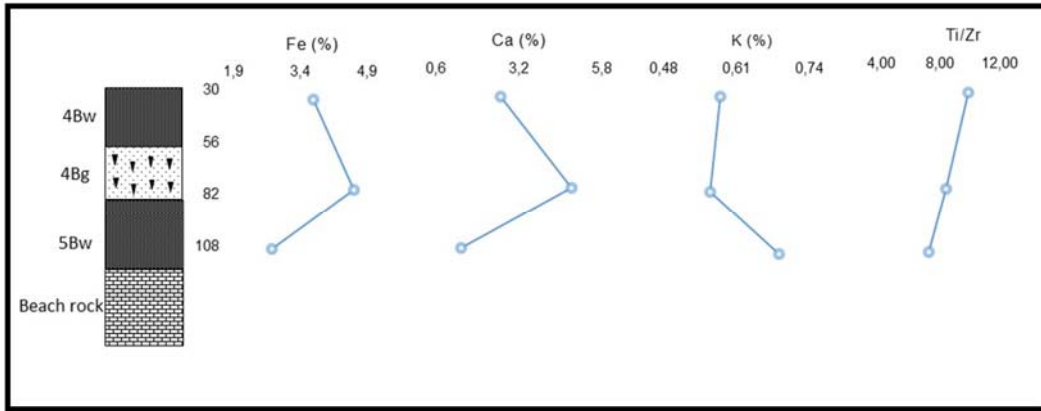


Figura 14. Contenido de elementos y relación Titanio/Zirconio en el perfil La Mancha 3.

Por su parte, al analizar los resultados del perfil Palma Sola (Figura 15), el contenido de hierro se muestra ligeramente superior a los perfiles descritos anteriormente, con un máximo correspondiente al horizonte 4Btg, esto puede indicar una mayor acumulación de óxidos de hierro en éste perfil como parte de un mayor avance de la pedogénesis. El contenido de Ca en este caso, también es ligeramente superior al resto de los perfiles, alcanzando mayores valores en los horizontes AC y 3Bk. A pesar de mostrar diferencias entre los perfiles para estos elementos, es importante mencionar que porcentualmente estos datos son ligeramente bajos.

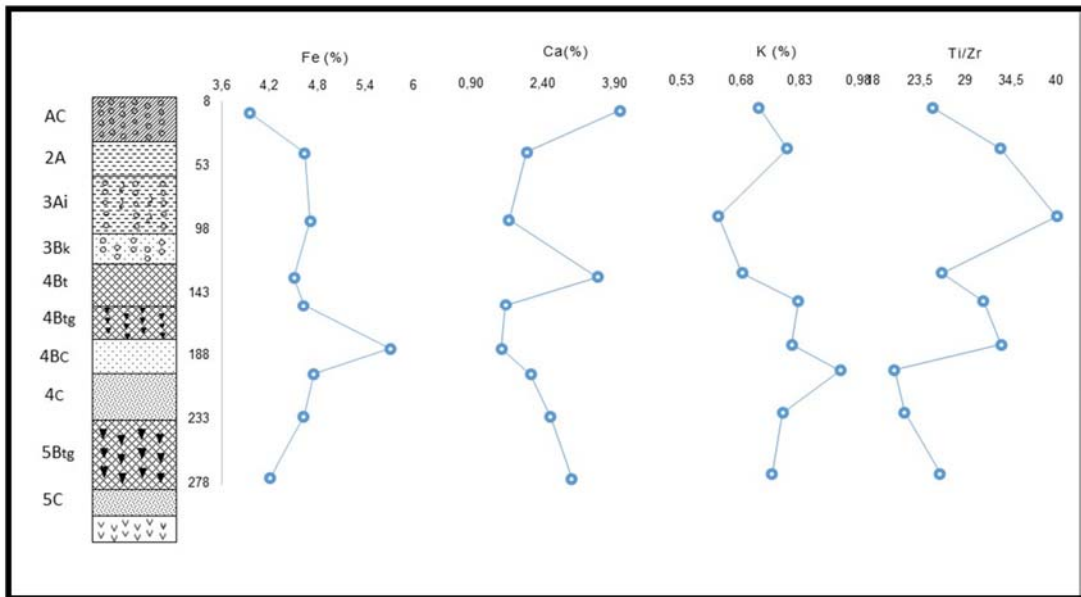


Figura 15. Comportamiento de los elementos analizados por fluorescencia de rayos X y relación Titanio/Zirconio en el perfil Palma sola.

Para la relación Ti/Zr en este perfil, es evidente al analizar la gráfica observar una clara diferenciación entre los materiales, lo cual nos confirma, que el origen de dicho perfil ha sido por diferentes eventos de aportación de materiales.

IV.3.6 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Los valores de susceptibilidad evaluados en baja frecuencia así como la dependencia de frecuencia fueron bajos, en su mayoría.

En LM1, Xlf tiene un pico en el horizonte 2Bk (Figura 16), que podría estar indicando un mayor contenido de minerales magnéticos en este horizonte. Xfd (%) tiene valores bajos, evidenciando la contribución de partículas gruesas en la susceptibilidad magnética.

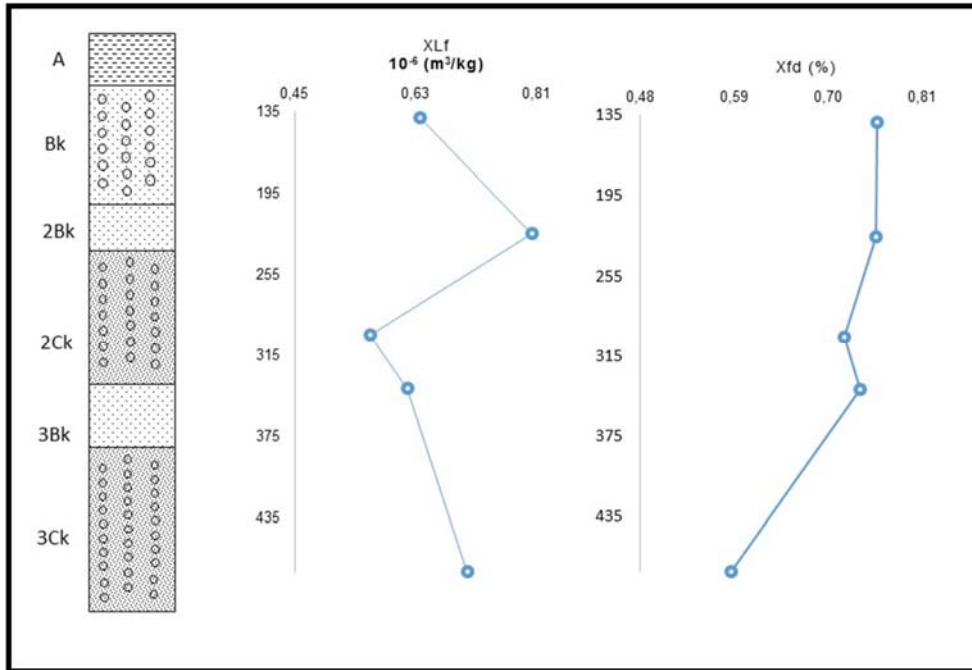


Figura 16. Susceptibilidad magnética del perfil La Mancha 1.

En el caso del perfil LM 3, la Xlf es más alta en el horizonte 4Bw, que indica una mayor proporción de minerales magnéticos, quizá óxidos de Fe.

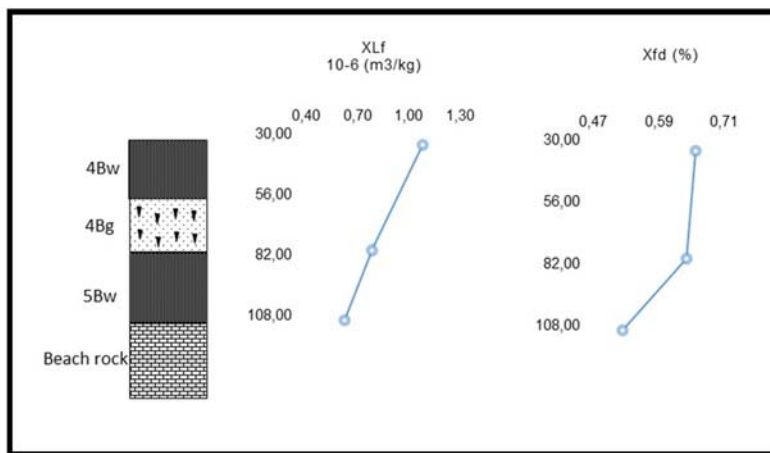


Figura 17. Susceptibilidad magnética del perfil La Mancha 3.

En Palma Sola, también se observan valores bajos de Xlf. Sin embargo, es notorio que la parte superior del perfil tiene valores más altos, que sin embargo, no refleja del todo la formación de partículas ultrafinas, debido a que dominan las partículas gruesas, dados los valores tan bajos de Xfd (Figura 18).

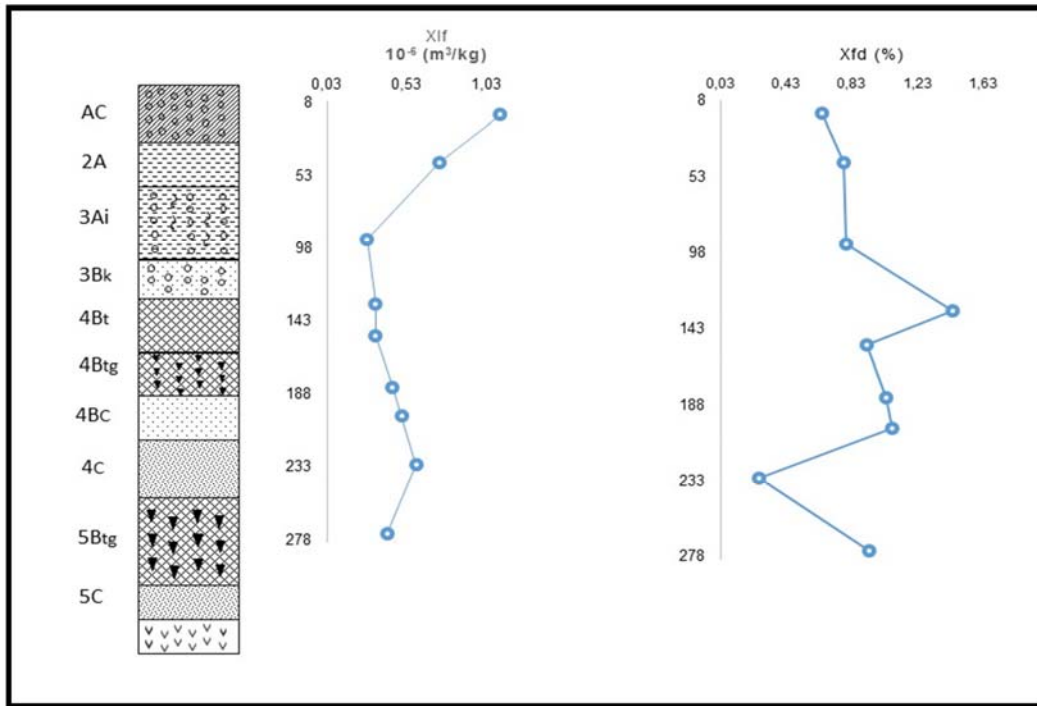


Figura 18. Comportamiento de la susceptibilidad magnética en el perfil Palma Sola.

IV.3.7 ANÁLISIS MICROMORFOLÓGICO

A través de la descripción de las secciones delgadas de las muestras tomadas en campo, se pudieron identificar diferentes características a nivel microscópico.

Perfil La Mancha 1.

En la Figura 19, se pueden apreciar características micromorfológicas del horizonte Bk. Por un lado se evidencia la presencia de carbonatos de hábito micrítico, el cual se encuentra ocupando parte de la matriz (Figura 19B), así como una cantidad considerable de carbonatos tipo esparita, siendo esta última la más abundante en este horizonte, localizándose generalmente alrededor de

los granos. Es de interés señalar además, el límite abrupto que existe entre ambos tipos (Figura 19A).

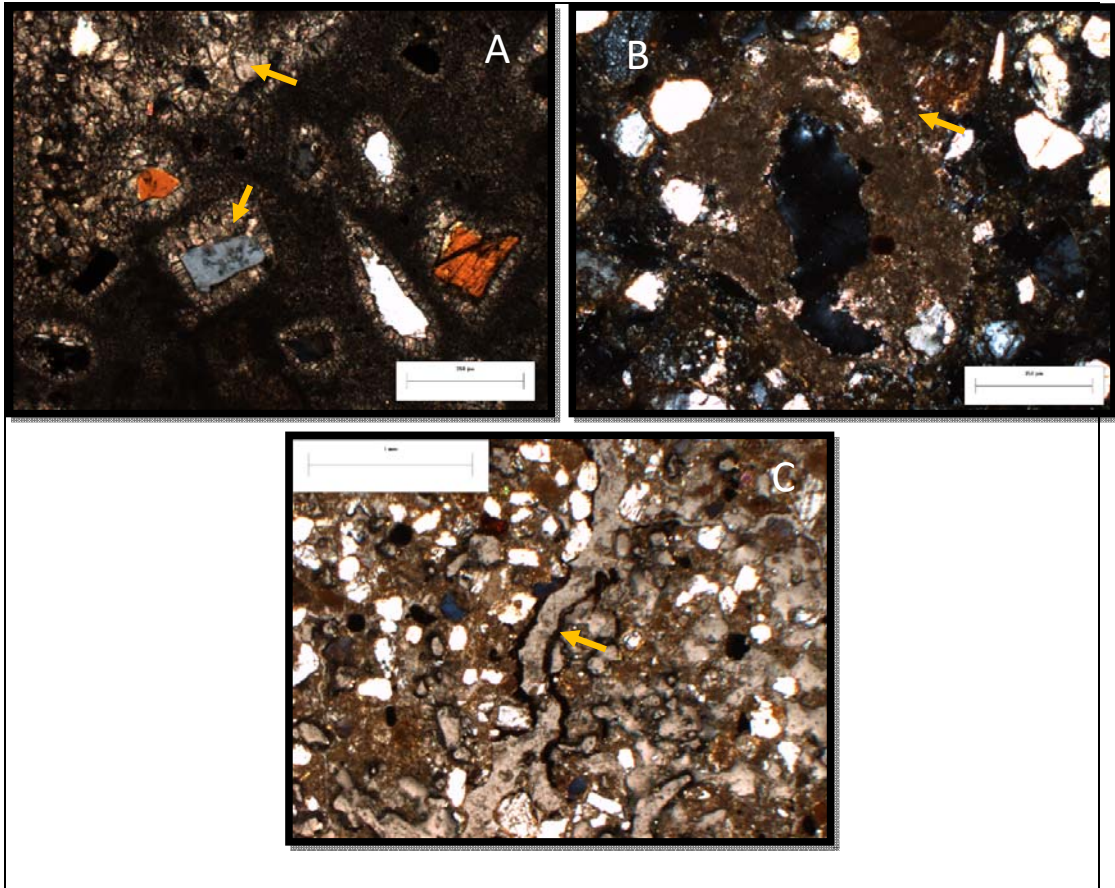


Figura 19. Observación del horizonte Bk del perfil Mancha 1: carbonatos de diferentes morfologías alrededor de granos de minerales frescos (A), carbonatos tipo micrita relleno de poro (B), iluviación de materia orgánica (C). Flechas de color amarillo indican posición de procesos mencionados anteriormente.

También se observan granos frescos de cuarzo y otros minerales sin rasgos de alteración (Figura 19A), con presencia en algunos casos de materia orgánica iluviada (Figura 19C). Por su parte, el contenido de arcilla es relativamente bajo, el cual se muestra alrededor de los granos.

Como parte de la segunda secuencia de paleosuelos identificada en este perfil, se pueden apreciar ciertos rasgos micromorfológicos característicos. En el caso particular del horizonte 2Bk, presenta cierta cantidad de formación de arcilla

formada *in situ*, ligeramente inferior al horizonte suprayacente y significativamente superior al horizonte subyacente (Figura 20).

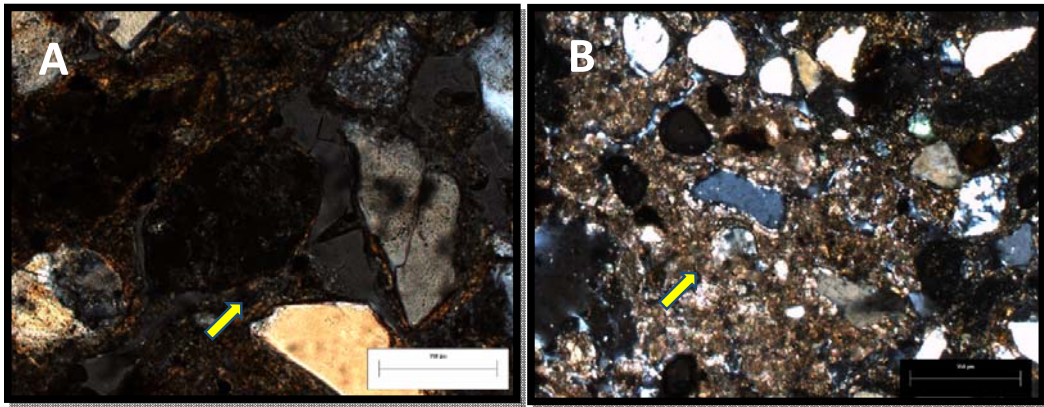


Figura 20. Formación de arcilla (A) y presencia de micrita (B) en 2Bk. Flechas de color amarillo indican posición de procesos mencionados anteriormente.

Otro de los rasgos característicos de este horizonte es la abundancia de carbonatos de hábito micrítico (Figura 20B). Con respecto a su mineralogía, se observa material grueso, básicamente arena bien clasificada, con cuarzo, plagioclasas, piroxenos y anfíboles.

Por su parte, el material parental de esta secuencia presenta características similares a un horizonte C. En éste se pueden observar materiales gruesos poco intemperizados, con muy poca neoformación de arcillas, y una abundancia de minerales ligeramente inferior al resto de los horizontes.

En la siguiente secuencia se pudo identificar otro horizonte con rasgos de intemperismo (3Bk), donde se aprecia neoformación de arcillas. Es característico además la presencia de carbonatos de diferentes generaciones, donde se aprecia un gran nódulo de carbonato con crecimiento de tipo esparítico, pero con predominancia de carbonatos micríticos.

En el horizonte basal, 3Ck, se pueden apreciar minerales frescos sin rasgos de alteración, típico del material parental. Predominan granos de cuarzo y minerales ferromagnesianos (Figura 21A), estos últimos solo se encontraron en este horizonte lo cual es indicativo de orígenes diferentes de materiales. También se pueden apreciar pequeños nódulos de carbonatos (Figura 21B).

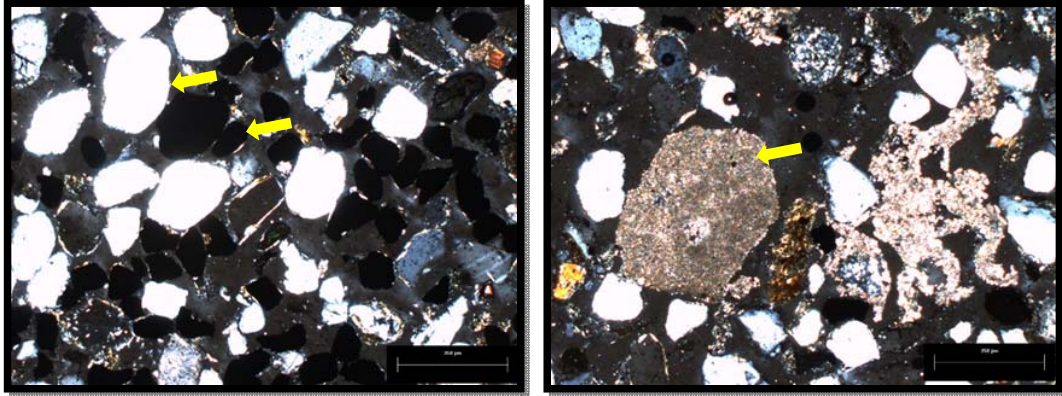


Figura 21. Características micromorfológicas del horizonte 3Ck. Presencia de minerales de cuarzo sin rasgos de alteración junto a minerales ferromagnesianos (A) y pequeños nódulos de carbonatos de tipo micrita (B). Flechas de color amarillo indican posición de procesos mencionados anteriormente.

Por su parte, las características micromorfológicas son diferentes en el perfil La Mancha 3. En este caso se puede observar una cierta cantidad de arcillas neoformadas en el horizonte 4Bg, superior al perfil LM1 (Figura 22A). Al mismo tiempo, se pueden apreciar carbonatos tipo micrita, así como materiales orgánicos recientes como raíces de plantas (Figura 22B).

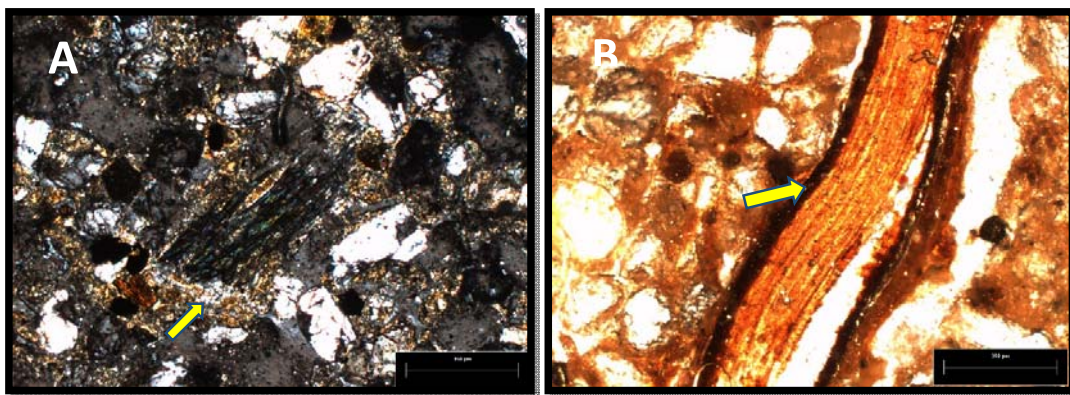


Figura 22. Características micromorfológicas en La Mancha 3. Neoformación de arcillas (A), restos orgánicos recientes (B). Flechas de color amarillo indican posición de procesos mencionados anteriormente.

Perfil Palma Sola.

En el horizonte 2A, los rasgos micromorfológicos observados son característicos de un horizonte poco desarrollado, con predominancia de partículas tamaño arena, y muy bajo contenido de arcillas. En cuanto a la composición mineral, hay presencia de materiales volcánicos como piroxenos, feldspatos y plagioclasas. Además se evidencian algunos nódulos de carbonatos secundarios de crecimiento esparítico.

Por su parte, en el horizonte 3Ai se pueden apreciar rasgos vérticos, con presencia de cutanes de estrés, sin cutanes de iluviación. Otro rasgo vértico es la formación de estructura en forma de cuñas (Figura 23B), típico de estos suelos. En este caso se observa una matriz más fina que en el horizonte superior, encontrándose a su vez nódulos de óxidos de hierro.

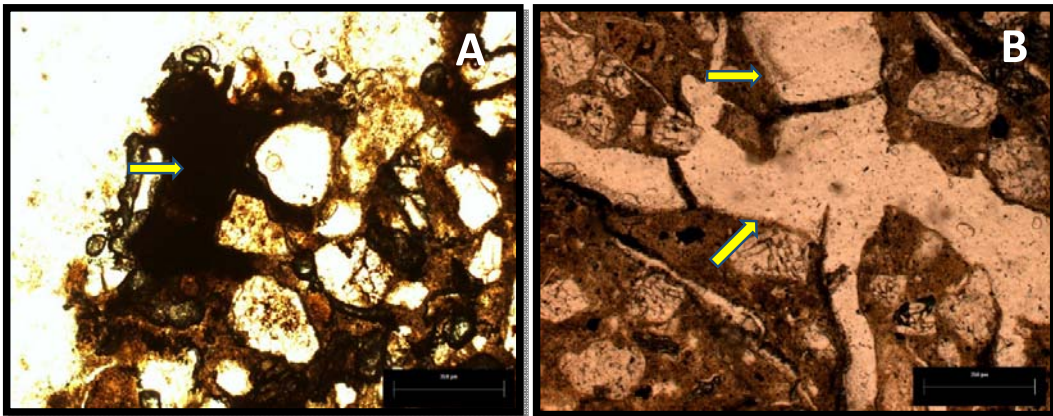


Figura 23. Rasgos micromorfológicos del horizonte 3Ai. Acumulación de óxidos de hierro (A), formación de estructura (B). Flechas de color amarillo indican posición de procesos mencionados anteriormente.

En el horizonte 3Bk, son evidentes la presencia de nódulos de hierro de aproximadamente 1mm de diámetro (Figura 24A), alrededor de los cuales se observan alrededor arcillas orientadas. Además se tienen carbonatos tanto de tipo esparítico como micrítico (Figura 24B), mezclados de tal manera que forman nódulos.

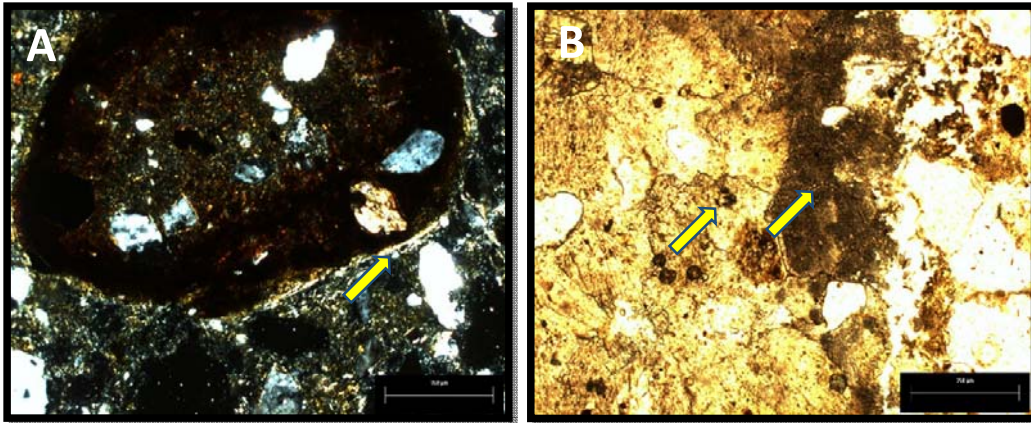


Figura 24. Presencia de nódulos de hierro (A) y carbonatos de diferentes morfologías (B) en el horizonte 3Bk. Flechas de color amarillo indican posición de procesos mencionados anteriormente.

Rasgos de iluviación de arcillas son frecuentes en el horizonte 4Bt (Figura 25A), además de nódulos de hierro y manganeso. Es notorio un mayor contenido de arcillas respecto a los horizontes anteriores, las cuales se encuentran orientadas alrededor de los granos de arena. Es importante señalar además la presencia de un gran nódulo de carbonato, el cual se encuentra en contacto con nódulos de hierro (Figura 25B), donde no está muy claro qué proceso ocurrió primero.

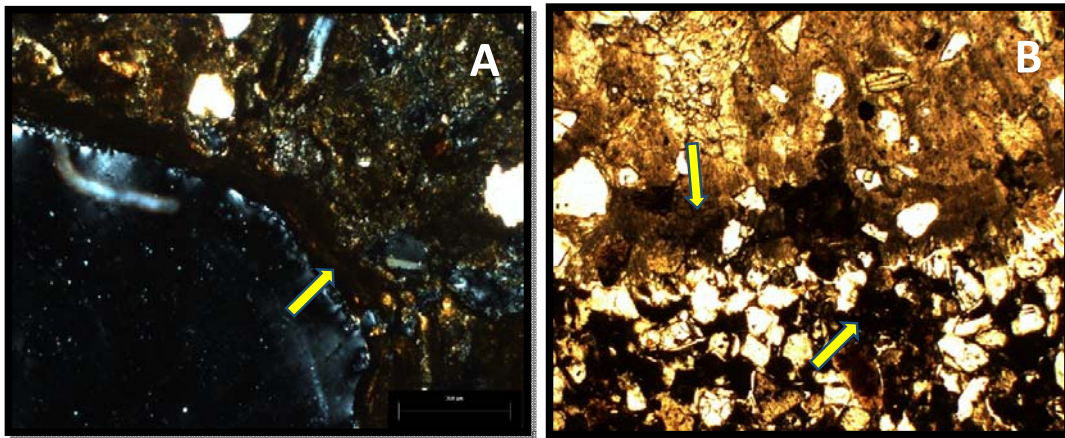


Figura 25. Iluviación de arcillas (A) y carbonatos de diferentes generaciones (B) en el horizonte 4Bt. Flechas de color amarillo indican posición de procesos mencionados anteriormente.

Por su parte, el horizonte 4Btg forma parte de esta secuencia, donde las características micromorfológicas observadas en este horizonte son muy similares a los encontrados en 4Bt, solo que en este caso se evidencia la presencia de rasgos gleycos (presencia de nódulos de hierro y moteados).

Por debajo del horizonte anterior se presenta un horizonte 4C, cuyos rasgos micromorfológicos corresponden al material parental. En este caso se encuentran minerales poco intemperizados, con predominancia de partículas de tamaño arena.

Por su parte, el horizonte 5Btg contiene arcilla formada in situ. Se evidencian zonas con precipitación de nódulos de hierro de manera muy irregular, los cuales son de pequeño tamaño. En este perfil también se evidencia la presencia de carbonatos micríticos, los cuales se encuentran rellenando poros, de forma muy irregular. El horizonte 5C, como parte de esta secuencia, presenta rasgos característicos de un horizonte C, cuyos materiales no presentan rasgos de alteración.

V. DISCUSIÓN

V.1. CRONOLOGÍA Y CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

Los depósitos antiguos de materiales sedimentarios en la zona costera del Golfo de México son indicadores de la dinámica del litoral y la evolución del sistema costero.

Los sitios estudiados abarcan una amplia temporalidad, alrededor de 100 ka. Particularmente, en el perfil PS, se destaca la presencia de cinco secuencias de paleosuelos, que en conjunto alcanzan una profundidad alrededor de 4 m. Este perfil a su vez representa la secuencia más completa en la presente investigación, ya que las dataciones obtenidas a partir de OSL ofrecen una edad de 91 ka en la base del perfil, horizonte 5C (Figura 26). El siguiente nivel pedoestratigráfico 4C muestra una edad de 84.2 ka. Los datos de los horizontes orgánicos del perfil (2A y 3Ai), ubicados en la parte superior de la secuencia, tienen edades de radiocarbono de 5.7 ka y 8.5 ka respectivamente (Figura 26). Por tanto, el registro temporal está incompleto, teniéndose un vacío de información de aproximadamente 80 ka.

Por su parte, en LM1, se pudieron identificar al menos 3 secuencias de sedimentación con procesos de pedogénesis de diversa intensidad, las cuales alcanzan una profundidad de más de 5 m. Los análisis de radiocarbono en uno de los niveles de paleosuelos, a partir de carbonatos pedogénicos dan una edad de 35 ka, lo cual permite correlacionar este perfil con la parte intermedia del perfil PS (Figura 26).

En PD, se pudo obtener un fechamiento mediante radiocarbono, esta vez con una edad aproximada de 20 ka. Estos resultados en conjunto, han permitido establecer una correlación estratigráfica entre los perfiles estudiados, realizando así inferencias sobre la ocurrencia de los diferentes ciclos de sedimentación de materiales y procesos de formación de suelos (Figura 26).

Si bien la correlación entre LM1 y PS es un tanto artificial, ya que la diferencia en edad es alta, el tipo de pedogénesis es similar. De hecho, los resultados de

propiedades magnética (susceptibilidad dependiente de la frecuencia) y la relación Ti/Zr (Figuras 13 y 15, respectivamente) señalan una discontinuidad entre el horizonte 3Ai y el 3Bk, por lo que se les puede relacionar con diferentes periodos de pedogénesis.

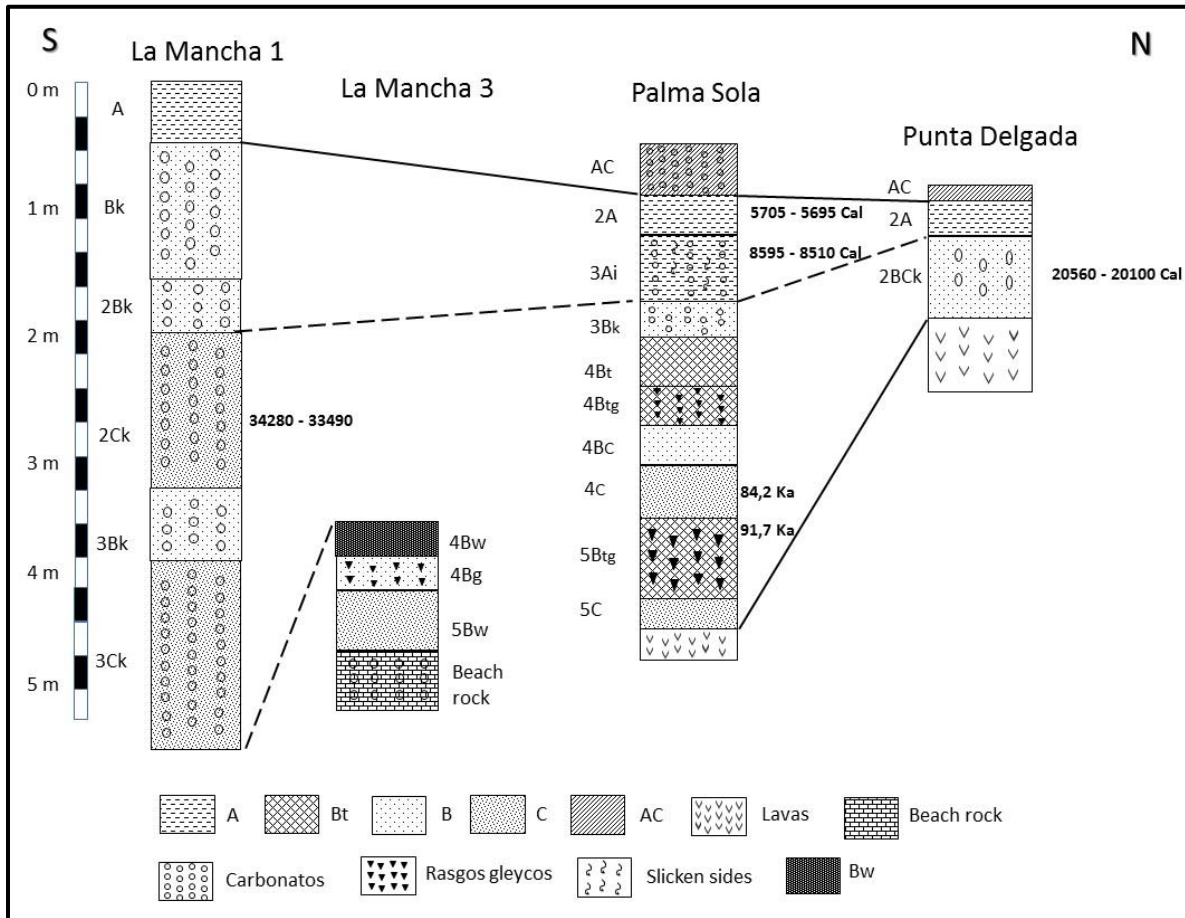


Figura 26. Correlación estratigráfica de los perfiles en estudio.

A pesar de no tener edades de los paleosuelos encontrados en LM3, por su posición estratigráfica, es probable que correspondan con la parte baja de LM1.

V.2. PALEOPEDOGÉNESIS

En los sistemas de dunas, la formación de suelos expresa claramente la estrecha relación existente entre los procesos geomorfológicos y biológicos. De esta manera, los procesos geomorfológicos garantizan la estabilidad del paisaje, permitiendo el avance de la pedogénesis, mientras que la actividad biológica garantiza el aporte de nutrientes y materia orgánica que favorece el crecimiento de la vegetación, derivando en la estabilización de las dunas (Cortés, 1996).

En los perfiles en estudio se evidencia la ocurrencia de varios ciclos de depositación de materiales con sus respectivos rasgos de pedogénesis. Esto implica condiciones de inestabilidad climática/geomorfológica que permitieron el transporte y acumulación de materiales, durante los periodos de sedimentación. Asimismo, evidencian condiciones de estabilidad del paisaje favorables para la formación del suelo. De tal modo, en el sitio PS se tienen cinco paleosuelos, con diferentes tipos de horizontes cuyas propiedades pueden ser interpretadas en términos paleoambientales, usando el concepto de “memoria del suelo” (Targulian y Goriachkin, 2004).

El primer nivel pedoestratigráfico corresponde al paleosuelo 5Btg, 5C, que se forma hace casi 92,000 años. Su material parental corresponde a sedimentos arenosos de aproximadamente 70 cm de espesor, ubicados sobre un flujo de basaltos. A partir de estos sedimentos se logró formar un horizonte 5Btg (Figura 7), libre de carbonatos, con neoformación de arcillas (contenidos de arcilla de casi 20%) y rasgos redox (concreciones de hierro y manganeso, coloraciones ligeramente más grises). La presencia de dichas características hace suponer un ambiente húmedo con abundante precipitación, favorables para el intemperismo, la neoformación de arcillas y el mantenimiento de condiciones anaerobias en el suelo durante tiempos prolongados, los cuales provocaron la presencia de condiciones estagnicas, causadas por saturación de humedad por agua de lluvia.

Tomando en cuenta las dos dataciones ofrecidas por OSL (91.7 y 84.2) en los horizontes C (material parental), entonces, podemos establecer el periodo de

pedogénesis del primer paleosuelo: alrededor de 7,500 años. Se puede decir que en este lapso, se puede constituir un suelo con los horizontes referidos.

El siguiente nivel, 4Bt, 4Btg, 4BC, 4C corresponde al paleosuelo más desarrollado de todos los estudiados, que conserva prácticamente todos sus horizontes, lo que indicaría mayores condiciones de estabilidad geomórfica. Las propiedades observadas en este suelo, neoformación de arcillas (casi 20% de arcilla), iluviación de arcilla (Figura 25), rasgos redox, también apuntan a ambientes húmedos. Sin embargo, también es notoria la acumulación de carbonatos pedogenéticos en el horizonte 4Bt, que evidencian condiciones más secas. La relación entre un nódulo de Fe y precipitaciones de carbonato, demuestran que los carbonatos precipitaron posteriormente (Figura 25). No se tiene una edad en el horizonte inmediato superior, pero por su mayor grado de desarrollo, en relación al horizonte anterior, se puede concluir que su pedogénesis ocurre en un lapso mayor de 7,500 años, probablemente más de 10,000 años, necesarios para constituir horizontes Bt (Birkeland, 1999). LM3 que puede ser correlacionable con este paleosuelo, también muestra propiedades relacionadas a climas más húmedos. Se considera que los carbonatos observados pudieron ser iluviados del horizonte superior, o bien marcan el inicio de un nuevo tipo de pedogénesis.

El siguiente nivel está representado por el paleosuelo 3Bk que, como se ha mencionado, quizá represente un ciclo adicional pedogenético. Este paleosuelo, al igual que los encontrados en LM1 y las precipitaciones de carbonatos de PD, tienen edades entre 35,000 y 20,000 años. La fuerte acumulación de carbonatos y el débil intemperismo orientan hacia condiciones ambientales más secas. Con esto, podemos concluir una etapa de desarrollo bajo condiciones más áridas, durante la etapa isotópica marina 3 y 2 (MIS 3 y 2).

Posteriormente a esta secuencia, la ocurrencia de un nuevo depósito permite la formación de un horizonte orgánico (3Ai), donde se alcanza una coloración pardo oscura dado el contenido de materia orgánica y se observan fuertes rasgos vérticos (Figura 23). Este horizonte está fechado en 8,500 Cal años AP. La presencia de rasgos vérticos junto con precipitaciones de carbonatos marca climas

estacionales con alternancia entre periodos secos y lluviosos, que favorece la formación de arcillas tipo 2:1, las cuales tienen propiedades expandibles, produciendo su agrietamiento. Es este horizonte, encontramos diversos artefactos líticos que demuestran una superficie de ocupación humana.

El paleosuelo 2A es el de menor desarrollo y su rasgo más característico es la acumulación de materia orgánica con una edad de 5,500 cal años AP. En este horizonte también se presentan artefactos líticos y cerámicos re-trabajados, que evidencian la presencia y perturbación humana en la zona.

Como un evento de más reciente actividad, tenemos el horizonte AC, el cual se encuentra expuesto a la superficie y se aprecia una colonización por parte de plantas que crecen la zona.

A juzgar por la profundidad y el desarrollo de los horizontes en la secuencia superior de PS, se demuestra la sucesión de periodos de inestabilidad, en la que el sistema es dinámico y permite la sedimentación y la erosión o re-depositación.

Al analizar el perfil PD, los horizontes que pertenecen a esta secuencia se caracterizan por tener poco desarrollo, a pesar de que tales materiales han sido depositados sobre lavas de gran antigüedad. Esto supone un balance geomorfológico-edafológico de gran inestabilidad, lo cual no permite que haya un avance de procesos pedogenéticos. Los procesos pedogenéticos predominantes en los horizontes de este perfil son una ligera formación de estructura (2BCk) con un mayor contenido de arcillas que en el horizonte sobreyacente (2A), así como presencia de carbonatos cubriendo los fragmentos de rocas basálticas. El fechamiento por radiocarbono en la base de esta secuencia (2BCk), estima una edad alrededor de 20,000 AP.

Se considera que esta inestabilidad es máxima en el Último Máximo Glaciar, dado el hiatus que se tiene entre el último fechamiento de 20,000 años en PD y los eventos sedimentarios holocénicos que ya permiten la formación de suelos. Sin embargo, hace falta contar con más fechamientos instrumentales para corroborarlo.

V.3. FUENTE DE LOS SEDIMENTOS DE DUNA

A pesar de que no se hizo el análisis particular de procedencia, se puede decir algo sobre el material original de los niveles de paleosuelos. Particularmente, en LM1 encontramos minerales de origen volcánico, entre los que se destacan plagioclasas, piroxenos, olivinos y cuarzo, en los horizontes carbonatados. Estudios precedentes sobre la caracterización de los suelos desarrollados sobre dunas alrededor de la zona de estudio (Dubreauck, 1992), señalan la presencia de suelos ligeramente desarrollados, donde la mineralogía es similar a la de los perfiles estudiados, lo que puede indicar fuentes de aporte similar (materiales continentales).

En la parte baja del perfil, representado por el perfil LM3, se tienen materiales de diversas fuentes, inclusive fragmentos de roca retrabajados e intemperizados. Las observaciones hechas en los alrededores del sitio, muestran la presencia de macizos rocosos de brechas terciarias intemperizadas, que están indicando fuentes de materiales cercanas.

VI. CONCLUSIONES

Los paleosuelos estudiados en la zona costera de Veracruz, desarrollados sobre dunas permiten establecer las siguientes conclusiones:

1. La secuencia abarca un lapso de alrededor de 91 ka, edad encontrada por medio de datación por OSL en el sedimento basal del sistema de dunas. Estos sedimentos descansan sobre flujos de lavas, cuya edad no ha sido aún establecida.
2. Los paleosuelos más antiguos muestran perfiles con horizontes Bt, Btg, Bw, Bg, en las localidades de LM3 y PS. En PD, no hay evidencia de formación de estos paleosuelos, lo que marca una zona de mayor inestabilidad geomórfica, con mayor erosión.
3. Estos paleosuelos antiguos evidencian condiciones estables de mayor duración, bajo climas más húmedos, con lapsos de pedogénesis de varios milenios (>7,500 años).
4. En contraste, los paleosuelos más jóvenes, cuyas edades encontradas van de 35,000 a 5,700 años AP muestran propiedades diferentes a las de la secuencia antigua. La característica más predominante es la acumulación de carbonatos pedogenéticos, cuya precipitación se asocia con climas más áridos.
5. Con respecto a los paleosuelos holocénicos, se observaron dos niveles en PS, con edades de 8,500 y 5,500 años AP, los cuales muestran un menor grado de desarrollo, ya que solo exhiben su horizonte A. Dada esta condición se puede concluir que los procesos de sedimentación en el Holoceno son de menor intensidad y que la erosión es más acentuada. Sin embargo, se debe destacar que, sobre todo en PS, estos paleosuelos muestran intensa actividad antrópica que puede modificar las propiedades iniciales del suelo.
6. Finalmente, aunque no se hizo un análisis de procedencia, se puede comentar que los sedimentos de los paleosuelos antiguos tienen una composición ligeramente diferente a la de los más jóvenes, lo cual se

podría asociar con una modificación de la dirección de los vientos y corrientes.

7. Para tener mayor soporte de esta investigación es necesario contar con más fechamientos de los niveles sedimentarios.

V.II. REFERENCIAS

Acosta, A., Jucker, T., Prisco, I., Santoro, R., 2013, Passive recovery of Mediterranean coastal dunes following limitations to human trampling. en: Martinez, M.I., Hesp, P., Gallego-Fernandez, J.B. (Eds.), Restoration of Coastal Dunes: Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 12 p.

Armada, R.T., Costa, M., Rodríguez, T., 2015, Evolución de un sector costero durante la alta edad media en el NW de la península ibérica: Estudios do Quaternário, APEQ, Braga, 12, 27-38.

Bains, S., Norris, R.D., Corfield, R.M., Faul, K.L., 2000, Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback: Nature, 407, 171-174

Barceinas-Cruz, H., 2015, Uso de propiedades magnéticas en suelos como indicadores paleo-ambientales y de actividades humanas antiguas. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM.

Barrón, V., Torrent, J., 1986, Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil color: Journal of Soil Science 37, 499–510.

Bullard, J.E., White, K., 2002, Quantifying iron oxide coatings on dune sands using spectrometric measurements. An example from the Simpson-Strzelecki Desert, Australia: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 107 (B6).

Bustamante-Fernández, J.E., Méndez-Linares A.P., Hernández-Santana J. R., 2016, Hyperannual morphodynamic changes (1951-2007) of the shoreline between Diamante Headland and Papagayo River, Acapulco, Mexico: Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 71, 301-322.

Carter, R.W.G., 1991, Near future sea level impacts on coastal dune landscapes: Landscape Ecology, 6, 29–39.

Casanova, M., Vera, W., Luzio, W., 2006, Rasgos morfológicos de los suelos. En: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. Luzio, W y Casanova, M (Eds). Santiago de Chile. 393 p.

Ciccarelli, D., 2014, Mediterranean coastal sand dune vegetation: influence of natural and anthropogenic factors: *Environment Management*, 54, 194–204.

Cortés, M.R., 1996, La formación de suelos sobre dunas coseras. IV Reunión de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología. Disponible en: www.udc.es/files/iux/almacen/articulos/cd21_art45.pdf. Visitado el 4 de mayo de 2016.

Díez-Canseco, D., López-Martínez, N., Díaz-Molina, M., Benito, M.I., 2012, Stream mouth deposits in the palaeontological site of Somosaguas, Middle Miocene, Madrid Basin. Depósitos de desembocadura de canales en el yacimiento paleontológico de Somosaguas, Mioceno medio, Cuenca de Madrid: *Spanish Journal of Palaeontology*, 27, 2, 93-104.

Dubroeuq, D., Geissert, D., Moreno-Casasola, P., Millot, G., 1992, Soil evolution and plant communities in coastal dunes near Veracruz, Mexico. *Cahiers ORSTOM: Série Pédologique*, 27, 237–250.

Fernández-Eguiarte, A., Gallegos-García, A., Zavola-Hidalgo, J., 1989, Map IV.9.1 In Atlas Nacional de México, University Nacional Autónoma de México: Inst. De Geografía; UNAM.

Frederiksen, L., Kollmann, J., Vestergaard, P., Bruun, H.H., 2006, A multivariate approach to plant community distribution in the coastal dune zonation of NW Denmark: *Phytocoenologia*, 36, 321–342.

Gallant, R.A., 1997, *The story of dunes: sand on the move*. Franklin Watts. A Division of Grolier Publishing, USA.

Gardner, R., Pye, K., 1981, Nature, origin and palaeoenvironmental significance of red coastal and desert dune sands: *Prog. Phys. Geog.* 5, 4, 514–534.

Geissert, D., Dubroeuq, D., 1994, Influencia de Geomorfología en la evolución de suelos de dunas costeras en Veracruz, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín especial*, 3, 37-51.

Gracia, F., Hernández L., Hernández, A. I., Sanjaume, E., Flor, G., 2009, 2110 Dunas móviles embrionarias. En: VV.AA., Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. 54 p.

Hansen, J., Kharecha, P., Sato, M., Masson-Delmotte, V., Ackerman, F, et al., 2013a, Assessing “Dangerous Climate Change”: Required Reduction of Carbon Emissions to Protect Young People, Future Generations and Nature: PLoS ONE 8, 12, e81648.

Hansen, M.C., Potapov, P. V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S. A., et al., 2013, High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change: Science, 342, 6160, 850-853.

Hesp, P. A., Martínez, M., da Silva, G. M., Rodríguez-Revelo, N., Gutiérrez, E., Humanes, A., et al., 2011, Transgressive dune field landforms and vegetation associations, Doña Juana, Veracruz, México: Earth Surface Processes and Landforms, 36, 3, 285–295.

Hesp, P.A., 2000, Coastal sand dunes: form and function. Coastal Dune Vegetation Network. Technical Bulletin No. 4. Massey University, New Zealand.

Hesp, P.A., Walker I.J., 2013, Coastal Dunes. En: John F. Shroder, J.F. (ed.). Treatise on Geomorphology, San Diego. Academic Press. Volume 11, pp. 328-355.

Hillel, D., 1980. Fundamentals of Soil Physics. 1º Ed. Physics Academia Press. New York. U.S.A. 425 p

Holz, S., Martínez, G., Osterrieth, M., 1998, Suelos de dunas costeras en la provincia de Buenos Aires, Argentina. 18º Symposium. Universidad Nacional del Mar del Plata. Argentina.

Isermann, M., 2005, Soil pH and species diversity in coastal dunes: Plant Ecology, 178, 1, 111–120.

Jiménez, O., Espejel, I., Martínez, M.L., 2015, La investigación científica sobre dunas costeras de México: origen, evolución y retos: *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 86, 486–507.

Kocurek, G., 1998, Aeolian system response to external forcing factors, a sequence stratigraphic view of the Saharan region. In: Alsharhan, A.S., Glennie, K., Whittle, G.L., Kendall, C.G.St.C. (eds.). *Quaternary Deserts and Climatic Change*. Rotterdam, Balkema, 327-337.

Libby, W.F., 1955, *Radiocarbon Dating*, 2nd ed., Univ. of Chicago Press, Chicago, Ill.

López-Portillo, J. A., Martínez, M. L., Hesp, P. A., Hernández-Santana, J. R., Reyes-Vásquez, V., Gómez, A., et al. 2011, *Atlas de las costas de Veracruz. Manglares y dunas*. Xalapa: Secretaría de Educación del Estado de Veracruz, Universidad Veracruzana.

Mahan, S.A., Noe, D.C., Mc Calpin, J.P., 2009, Use of OSL dating to establish the stratigraphic framework of Quaternary eolian sediments, Anton scarp upper trench, northeastern Colorado High Plains, USA: *Quaternary International*, 199, 91-103.

Malavasi, M., Santoroa, R., Cutini, M., Acosta, A.T.R., Carranza, M.L., 2013, What has happened to coastal dunes in the last half century? A multitemporal coastal landscape analysis in Central Italy: *Landscape and Urban Planning* 119, 54–63.

Markonis, Y., Demetris K., 2013, Climatic Variability Over Time Scales Spanning Nine Orders of Magnitude: Connecting Milankovitch Cycles with Hurst–Kolmogorov Dynamics: *Surveys in Geophysics*. 34, 2, 181–207.

Martínez, M.L., 2012, *Las playas y dunas costeras: Un hogar en movimiento*. Fondo de Cultura Económica, Primera Edición.

Martínez, M.L., Intralawan, A., Vázquez, G., Pérez-Maqueo, O., Sutton, P., Landgrave, R., 2007, The coasts of our world: ecological, economic and social importance: *Ecological Economics*, 63, 254–272.

Martínez, M.L., Mendoza-González, G., Silva-Casarín, R., Mendoza-Baldwin, E., 2014a, Land use changes and sea level rise may induce a “coastal squeeze” on the coasts of Veracruz, México: *Global Environmental Change* 29, 180–188

Martínez, M.L., Moreno-Casasola, P., Espejel, I., Jimenez-Orocio, O., Infante-Mata, D., Rodríguez-Revelo, N., 2014b, Diagnóstico de las dunas costeras de Mexico. CONAFOR (in press).

Martínez, M.L., Moreno-Casasola, P., Vázquez, G., 1997, Effects of disturbance by sand movement and inundation by water on tropical dune vegetation dynamics: *Canadian Journal of Botany* 75, 2005–2014.

McLachlan, A., Brown, A. C., 2006, *The ecology of sandy shores*. MA, USA: Academic Press.

Meehl, G.A., Washington, W.M., Arblaster, J.M., Bettge T.W., Strand, W.G., 2000, Anthropogenic forcing and decadal climate variability in sensitivity experiments of 20th and 21st century climate: *J. Climate*, 13, 3728-3744.

Mendoza-González, G., Martínez, M. L., Rojas-Soto, O. R., Vázquez, G., Gallego-Fernández, J. B., 2013, Ecological niche modeling of coastal dune plants and future potential distribution in response to climate change and sea level rise: *Global Change Biology*, 19, 2524–2535.

Moreno-Casasola, P., (Ed.) 2006. *Entornos veracruzanos: la costa de La Mancha*. Instituto de Ecología, A.C., Xalapa, Veracruz, México, 576 pp.

Müller, F., Burkhard, B., 2012, The indicator side of ecosystem services: *Ecosystem Services*, 1, 26-30.

Oliva, A.R., 2010, A Seingier renas de hierro y titanio de las playas guatemaltecas para una minería: *Observatorio de Conflictos Mineros de América Latina*, actualizado 15 de Septiembre de 2010, <<http://www.conflictosmineros.net>>.

Oropeza-Orozco, O., Hesp, P., Martínez, M. L., Espejel, I., Moreno-Casasola, P., 2004, Tipos de dunas. En *Diagnóstico General de las Dunas Costeras de México*, Chapter: 3, Publisher: Conafor, Editors: M. Luisa Martínez, Patricia

Moreno-Casasola, Ileana Espejel, Oscar Jiménez-Orocio, Dulce Infante-Mata, Natalia Rodríguez-Revelo, 28-40.

Oropeza-Orozco, O., Sommer-Cervantes, I., Gómez, J.C., Preciado-López, J.C., Ortiz-Pérez, M.A., Portillo, J., 2011, Assessment of Vulnerability and Integrated Management of Coastal Dunes in Veracruz, México: Coastal Management, 39, 5, 492-514.

Ortiz-Pérez, M.A., De la Lanza- Enciso, G., 2006, Diferenciación del espacio costero en México: un inventario regional. Geografía para el siglo XXI, Serie Textos Universitarios. Instituto de Geografía, UNAM. 138 pp.

Otvos, E. G., Price, D. M., 2001, Late Quaternary Inland Dunes of Southern Louisiana and Arid Climate Phases in the Gulf Coast Region: Quaternary Research, 55, 150–158.

Otvos, E., 2004, Holocene Gulf Levels: Recognition Issues and an Updated Sea-Level Curve: Journal of Coastal Research, 20, 3, 680-699.

Psuty, N. P., 2008, The Coastal Foredune: A Morphological Basis for Regional Coastal Dune Development, 171, 11-27.

Pye, K., Tsoar, H., 2009, Aeolian Sand and Sand Dunes. Springer, Berlin, 458 pp.

Rodríguez, R. N., Rendón Márquez, G., Espejel, I., Jiménez-Orocio, O., Martínez, M.L., 2014. Análisis de proveniencia de las arenas del complejo de dunas parabólicas El Socorro, Baja California, México, mediante una caracterización mineralógica y granulométrica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66, 2, 355-363.

Roskin, Joel., Dan, G., Blumberg, N.P., Tsoar, H., Rozenstein, O., 2012, Do dune sands redden with age? The case of the northwestern Negev dunefield, Israel: Aeolian Research, 5, 63–75.

Rubio, J. L., Andreu, V., Sanchis, E., 1998, Los suelos de la Devesa de la Albufera: Revista Valenciana d'estudis autonòmics, 22, 129-144.

Ruwanza, S., Shackleton, Ch., 2016, Aspect and slope as determinants of vegetation composition and soil properties in coastal forest backdunes of Eastern Cape, South Africa. *African Journal of Ecology*.

Seingier, G., Espejel, I., Ferman, J.L., 2009, Cobertura vegetal y marginación en la costa mexicana: *Investigación Ambiental*, 1, 1, 54-69.

Sellitto, V., Fernandes, et al., 2009, Comparing two different spectroscopic techniques for the characterization of soil iron oxides: Diffuse versus bi-directional reflectance: *Geoderma*, 149, 2–9.

Tabor, C. R., Poulsen, C. J., Pollard, D., 2013, Mending Milankovitch theory: obliquity amplification by surface feedbacks: *Climate of the Past Discussions*, 9, 4, 3769-3787.

Targulian, V.O., Goryachkin, S.V., 2004, Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity: *Revista mexicana de ciencias Geológicas*, 21, 1, 1-8.

Targulian, V.O., Krasilnikov. P. V., 2007, Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance, en *Catena*.

Targulian, V.O., Solokova T.A., 1996, Soils as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions: *Eurasian Soil Science*, 29, 1-8.

Travieso-Bello, A. C., 2000, Biodiversidad del paisaje costero de La Mancha, Actopan, Veracruz. Tesis de Maestría. Posgrado en Ecología y Manejo de Recursos Naturales. Instituto de Ecología, A. C., Xalapa, Veracruz, México, 119 pp.

Tsoar, H., Dan, G., 2002, Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast: *Earth Surface processes and landforms*, 27, 11, 1147–1161.

Tsoar, H., Levin, N., Porat, N., Maia, L.P., Herrmann, H., Tatumi, S.H., Claudino-Sales, V., 2009, The effect of climate change on the mobility and

stability of coastal sand dunes in Ceara State (NE Brazil): *Quaternary Res*, 71, 2, 217–226.

Tsoar, H., Parteli. J. R., 2016, Bidirectional winds, barchan dune asymmetry and formation of seif dunes from barchans: a discussion: *Environmental Earth Sciences*, 75, 1237.

Vazquez, S.L., 2007, Investigaciones de los glaciares y del hielo de los polos, en: A. Fernandez y Julia Martinez. *Cambio Climatico: una vision desde Mexico*. 3ª. Reimp. INE.SEMARNAT, Mexico, 53-63.

Walker, M., 2005, *Quaternary Dating Methods*. Chapter 2, Radiometric Dating 1: Radiocarbon Dating. Jhon Wiley Sons Ltd, England. 279 pp.

Wiedemann, A.M., Pickart, A., 2004, Temperate zone coastal dunes. In: Martínez ML, Psuty N (eds) *Coastal dunes: ecology and conservation*: Springer, Heidelberg, 53–65.

Williams, A.T., Alveirinho-Dias, J., Garcia-Novo, F., García-Mora, M.R., Curr, R., Pereira, A., 2001, Integrated coastal dune management: checklists. *Continental Shelf Research*, 21, 1937–1960.

Williams, H., Turner, F.J., Gilbert, C.H.M., 1968, Petrografía, Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas, Capítulo 16, Areniscas: México, D. F., Editorial Continental, 305-339.

Wolfe S.A., Nickling W.G., 1993, The protective role of sparse vegetation in wind erosion: *Progress in Physical Geography*, 17, 50–68.

Worm, H.U., 1998, On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility: *Geophys. J. Int.* 133. 201-206.

Zhenghu, D., Honglang, X., Zhibao, D., Gang, W., Drake, S., 2007. Morphological, physical and chemical properties of aeolian sandy soils in northern China: *Journal of Arid Environments*, 68, 66-76.