



# **UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**Ciencias Ambientales**

**“RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA AMBIENTAL DEL  
CUATERNARIO EN LA COSTA DE QUINTANA ROO, MÉXICO, BASADA  
EN CARBONATOS PEDOGÉNICOS”**

## **TESIS**

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

**PRESENTA**

**DAISY VALERA FERNÁNDEZ**

**JURADO EXAMINADOR:**

**Dr. Alexander Correa Metrio, Instituto de Geología, UNAM**

**Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Instituto de Geografía, UNAM**

**Dr. Héctor Víctor Cabadas Báez, Facultad de Geografía, UAEM**

**Dr. Rafael Antonio López Martínez, Instituto de Geología, UNAM**

**Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Instituto de Geología, UNAM**

**CIUDAD DE MÉXICO, enero 2021**



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.



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

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Daisy Valera Fernández', written in a cursive style.

Daisy Valera Fernández

## ***Dedicatoria***

*A mi madre, por ser siempre el mejor ejemplo a seguir*

*A mi hermano, que me impulsa a ser cada vez mejor persona*

*A México y su gente, con el más profundo cariño*

## ***Agradecimientos***

Mi experiencia profesional en los últimos años se ha visto influenciada por muchas personas, pero sobre todo por mi tutora Elizabeth Solleiro. Estoy muy agradecida por toda la libertad académica que he tenido, por el tiempo que has invertido en enseñarme a investigar desde el día uno de mi maestría-cuando todavía no me gustaba el campo-, por todas las discusiones super enriquecedoras de tantos temas. Por la paciencia y comprensión a nivel personal, los consejos, las enseñanzas; se que puedo ser una persona complicada y terca. Ha sido un placer y orgullo ser tu alumna.

Este trabajo pudo ser realizado gracias al apoyo del Proyecto PAPIIT IN103617.

Agradezco a CONACyT y al Instituto de Geología por otorgarme las becas que me permitieron dedicarme a este proyecto de doctorado.

A la Coordinación de Estudios de Posgrado y al Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Agradezco a Teresa Pi-Puig, del Laboratorio Nacional de Geoquímica Mineralogía, UNAM (LANGEM) por la DRX y colaboración en las publicaciones de este proyecto de doctorado, a Gabriela Solís-Pichardo, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, UNAM (LUGIS) por los análisis isotópicos de Sr; a Edith Cienfuegos-Alvarado y Francisco Otero del Laboratorio de Isotopos Estables, LANGEM, UNAM por los análisis de isótopos estables de C y O; a Rufino Lozano por los análisis de composición química total, realizados en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LANGEM, UNAM. La datación de series de uranio fue posible gracias al apoyo de Juan Pablo Bernal-Uruchurtu en el Centro de Geociencias, UNAM y a la asistencia invaluable de Tais Basaco y José Corcho Alvarado del Spiez Laboratory, Suiza. Agradezco a Jorge Rene Alcalá-Martínez por su asistencia técnica. Agradezco especialmente a Jaime Díaz por la ayuda en el trabajo de campo y la preparación de láminas delgadas, este proyecto fue mucho más sencillo gracias a su apoyo, trabajo y sugerencias. También agradezco a Tobias Sprafke por la revisión preliminar de uno de los artículos resultantes de este proyecto.

Tobi, Vielen Dank für das Glück einiger Tage.

Gracias al Jurado Examinador de esta tesis que con sus comentarios han contribuido a que sea un mejor trabajo.

A las secretarias Araceli, Maria Luisa, y Gloria, todos los trámites han sido muchos más sencillos gracias a ustedes. Gracias Mari Coronado por tener una sonrisa cada mañana y ser siempre tan atenta.

A todos en el grupo del seminario de Paleosuelos. Gina, eres una de las personas con más luz que he conocido, gracias por permitirme contar contigo en innumerables momentos, Gracias Yaz, por la amabilidad y solidaridad de siempre. Jaime, es asombroso como tienes una, o varias soluciones para todo problema; gracias por venirme ayudando desde mis primeras e inservibles láminas delgadas y por el buen humor. Dr. Sedov; siempre es un placer aprender de usted, no solo de ciencia. A Bruno, por todos los comentarios académicos y darme ánimos. Gracias Ofelia, por la ayuda en el laboratorio.

A Héctor, por los buenos consejos y la buena vibra, gracias por compartir tan amablemente tus conocimientos y ayudarme en los artículos de este doctorado.

A Rafa, gracias por apoyarme y ayudarme desde inicios de mi maestría, te quiero mucho.

A los amigos de tantos años: Eddi, por la certeza de que siempre podré contar contigo. Yane, gracias por siempre escucharme en los días grises y ayudarme con toda la burocracia cotidiana para la que no sirvo. Bene, gracias por la comprensión, el optimismo y tu confianza en mí. Gracias Robe y María, espero que sigamos pasando muy buenos momentos.

Agradezco con todo mi amor a mi mini familia; por darme ánimos todo el tiempo, por ser incondicionales. Por hacer un extra esfuerzo para ayudarme a estar mejor cuando estuve enferma.

Chuli, espero que tengamos la oportunidad de construir muchas cosas juntos. Tu increíble personalidad ha hecho que estos tiempos caóticos no lo sean tanto. Te adoro.

Agradezco infinitamente a la UNAM y a México, por darme la oportunidad que me fue negada en mi país.

# ÍNDICE

|  |    |
|--|----|
| <b>Resumen</b> .....   | 1  |
| <b>Abstract</b> .....  | 2  |
| <b>Introducción</b> .....  | 3  |
| <i>Planteamiento del Problema</i> .....  | 4  |
| <i>Justificación</i> .....   | 5  |
| <i>Hipótesis</i> .....   | 6  |
| <i>Objetivo General</i> .....  | 4  |
| <i>Objetivos particulares</i> .....  | 6  |
| <b>Capítulo 1. Marco Teórico</b> .....   | 8  |
| 1.1. <i>Plataformas carbonatadas</i> .....   | 8  |
| 1.1.1. <i>Configuración de las plataformas carbonatadas</i> .....                            | 8  |
| 1.1.2. <i>Respuestas de las plataformas carbonatas a los cambios del nivel del mar</i> ..... | 11 |
| 1.1.2.1. <i>Condiciones de sedimentación con nivel del mar alto</i> .....                    | 11 |
| 1.1.2.2. <i>Condiciones de sedimentación con nivel del mar bajo</i> .....                    | 12 |
| 1.1.2.3. <i>Procesos de karstificación durante el nivel bajo del mar</i> .....               | 13 |
| 1.2. <i>Carbonatos continentales</i> .....   | 16 |
| 1.2.1. <i>Caliches, conceptos generales</i> .....  | 16 |
| 1.2.2. <i>Factores ambientales que influyen la formación de caliches</i> .....               | 17 |
| 1.2.2.1. <i>Clima</i> .....  | 17 |
| 1.2.2.2. <i>Material Parental y fuentes de Ca</i> .....                                      | 19 |
| 1.2.2.3. <i>Vegetación y organismos en los suelos</i> .....                                  | 20 |
| 1.2.2.4. <i>Topografía</i> .....   | 20 |
| 1.2.2.5. <i>Tiempo</i> .....   | 21 |
| 1.2.3. <i>Características micromorfológicas de los caliches</i> .....                        | 21 |
| 1.2.4. <i>Isótopos estables de C y O en caliches</i> .....                                   | 23 |
| 1.3. <i>Carbonatos palustres</i> .....   | 25 |
| 1.3.1. <i>Carbonatos palustres, conceptos generales</i> .....                                | 25 |
| 1.3.2. <i>Control ambiental</i> .....  | 26 |
| 1.3.2.1. <i>Clima</i> .....  | 27 |
| 1.3.2.2. <i>Tectonismo</i> .....   | 27 |
| 1.3.2.3. <i>Fuentes de Ca<sup>2+</sup></i> .....   | 27 |
| 1.3.2.4. <i>Mecanismo de abastecimiento de agua</i> .....                                    | 28 |
| 1.3.2.5. <i>Diagénesis</i> .....   | 28 |
| 1.3.3. <i>Isótopos estables de C y O en carbonatos palustres</i> .....                       | 29 |
| 1.4. <i>Paleoclima del Cuaternario</i> .....   | 30 |

|  |           |
|--|-----------|
| 1.4.1. Paleoclima del Cuaternario en la región del Caribe .....                    | 30        |
| 1.4.2. Características del Paleoclima Cuaternario en la Península de Yucatán ..... | 32        |
| <b>Capítulo 2. Área de Estudio</b> .....   | <b>38</b> |
| 2.1. Área de estudio .....   | 38        |
| 2.1.1. Geología de la Península de Yucatán y Cozumel .....                         | 38        |
| 2.2. Relieve de la Península de Yucatán y Cozumel .....                            | 42        |
| 2.3. Hidrografía de la Península de Yucatán y Cozumel .....                        | 43        |
| 2.4. Clima de la Península de Yucatán y Cozumel .....                              | 44        |
| 2.5. Vegetación en la Península de Yucatán y Cozumel .....                         | 46        |
| 2.6. Suelos de la Península de Yucatán y Cozumel .....                             | 48        |
| <b>Capítulo 3. Materiales y Métodos</b> .....                                      | <b>53</b> |
| 3.1. Trabajo de campo .....  | 53        |
| 3.1.1. Reconocimiento del área de estudio .....                                    | 53        |
| 3.1.2. Descripción y muestreo de las secciones de estudio .....                    | 54        |
| 3.1.2.1. Secciones en la Península de Yucatán .....                                | 54        |
| 3.1.2.2. Secciones en Cozumel .....  | 55        |
| 3.2. Análisis Micromorfológicos.....   | 56        |
| 3.3. Análisis Mineralógicos.....   | 56        |
| 3.4. Fluorescencia de Rayos X .....  | 56        |
| 3.5. Determinación de Elementos Tierras Raras.....                                 | 57        |
| 3.6. Isótopos estables de C y O en carbonatos.....                                 | 57        |
| 3.7. Fechamientos con series de U-Th .....   | 57        |
| <b>Capítulo 4. Resultados</b> .....  | <b>59</b> |
| 4.1. Sección Cantera Delta.....  | 59        |
| 4.1.1. Descripción morfológica.....  | 59        |
| 4.1.2. Características micromorfológicas.....                                      | 61        |
| 4.1.3. Isótopos estables de C y O .....  | 62        |
| 4.1.4. Cronología U / Th.....  | 62        |
| 4.2. Sección Cantera Cuatro .....  | 62        |
| 4.2.1. Descripción morfológica de la sección.....                                  | 62        |
| 4.2.2. Características micromorfológicas .....                                     | 65        |
| 4.2.3. Mineralogía de carbonatos .....   | 66        |
| 4.2.4. Composición química en roca total y elementos tierras raras (ETR).....      | 67        |
| 4.2.5. Isótopos estables de C y O.....   | 68        |
| 4.2.6. Cronología U / Th.....  | 69        |
| 4.3. Sección Playa del Carmen.....   | 69        |

|  |            |
|--|------------|
| 4.3.1. Descripción morfológica de la sección.....  | 69         |
| 4.3.2. Características micromorfológicas .....   | 71         |
| 4.3.3. Mineralogía de carbonatos .....   | 73         |
| 4.3.4. Isótopos estables de C y O.....   | 73         |
| 4.4. Sección Katerpillar .....   | 74         |
| 4.4.1. Descripción morfológica de la sección.....  | 74         |
| 4.4.2. Características micromorfológicas .....   | 76         |
| 4.4.3. Mineralogía de carbonatos .....   | 78         |
| 4.4.4. Isótopos estables de C y O.....   | 78         |
| 4.5. Sección El Jabalí .....   | 78         |
| 4.5.1. Descripción morfológica de la sección.....  | 78         |
| 4.5.2. Características micromorfológicas .....   | 80         |
| 4.5.3. Mineralogía de carbonatos .....   | 81         |
| 4.5.4. Isótopos estables de C y O.....   | 82         |
| 4.6. Sección Cantera Payo.....   | 82         |
| 4.6.1. Descripción morfológica de la sección.....  | 82         |
| 4.6.2. Características micromorfológicas .....   | 85         |
| 4.6.3. Mineralogía de carbonatos .....   | 87         |
| 4.6.4. Isótopos estables de C y O.....   | 87         |
| 4.6.5. Cronología de U-Th.....   | 87         |
| 4.7. Sección Cantera Transversal.....  | 88         |
| 4.7.1. Descripción morfológica de la sección.....  | 88         |
| 4.7.2. Características micromorfológicas.....  | 90         |
| 4.7.3. Mineralogía de carbonatos.....  | 91         |
| 4.7.4. Isótopos estables de C y O.....   | 92         |
| 4.8. Perfiles de suelos modernos Aerolito y Chempita .....   | 92         |
| 4.8.1. Descripción morfológica .....   | 92         |
| 4.8.2. Características micromorfológica.....   | 93         |
| 4.8.4. Isótopos estables de C y O.....   | 95         |
| <b>Capítulo 5. Discusión.....</b>  | <b>101</b> |
| 5.1. Diferencias entre carbonatos primarios (calcarenitas) y carbonatos secundarios (caliches y carbonatos palustres)..... | 101        |
| 5.2. Cronología y correlación de los caliches de Quintana Roo .....  | 105        |
| 5.3. Reconstrucción paleoambiental basada en isótopos estables de C y O .....  | 108        |
| 5.4. Evolución del paisaje costero en Quintana Roo.....  | 111        |
| <b>Conclusiones.....</b>   | <b>116</b> |

**LISTA DE FIGURAS**

| <b>Figura</b> | <b>Título</b>   | <b>Página</b> |
|---------------|---|---------------|
| <b>1</b>      | Modelo de secuencia deposicional en una plataforma carbonatada.   | 13            |
| <b>2</b>      | Sucesión vertical idealizada (sin escala) de facies en la plataforma carbonatada.   | 15            |
| <b>3</b>      | Etapas para la formación de un perfil idealizado de caliche   | 18            |
| <b>4</b>      | Microfábricas alfa y beta en caliches.  | 23            |
| <b>5</b>      | Valores de $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos pedogénicos y su relación con la cobertura vegetal.  | 25            |
| <b>6</b>      | Mapa con la localización de los principales sitios de estudios paleoclimáticos en el área de la Península de Yucatán  | 36            |
| <b>7</b>      | Mapa Geológico del área de estudio, con la localización de los perfiles analizados.   | 39            |
| <b>8</b>      | Columna estratigráfica propuesta por Ward (1985) para los depósitos de carbonatos del Pleistoceno-Superior al Holoceno en la costa noreste de Quintana Roo. | 41            |
| <b>9</b>      | Relación estratigráfica de los depósitos de carbonatos de las islas y costa noreste de la Península de Yucatán  | 43            |
| <b>10</b>     | Vegetación de la Península de Yucatán y Cozumel   | 49            |
| <b>11</b>     | Sección Cantera Delta   | 61            |
| <b>12</b>     | Microfotografías del Caliche 1 (Cantera Delta)  | 62            |
| <b>13</b>     | Sección Cantera Cuatro  | 65            |
| <b>14</b>     | Microfotografías de Caliches 2 y 3 y de las calcarenitas de la sección Cantera Cuatro.  | 66            |
| <b>15</b>     | Difractogramas que muestran los picos de calcita (Cc) y aragonita (Ar) en el Caliche 2 (muestra C2.A), Caliche 3 (muestra C3.B) y calcarenita (muestra E2). | 67            |
| <b>16</b>     | Patrones normalizados de ETR para los carbonatos de todas las muestras del Caliche 2, Caliche 3 y las calcarenitas.   | 69            |
| <b>17</b>     | Valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos estudiados.   | 98            |
| <b>18</b>     | Sección Playa del Carmen.   | 72            |
| <b>19</b>     | Microfotografías de la sección de Playa del Carmen de caliches, carbonatos palustres y calcarenitas.  | 74            |
| <b>20</b>     | Difractogramas que muestran los picos de calcita (Cc) y aragonita (Ar) en la muestra de PCM5 (calcarenita) y la muestra de KM11 (caliche)                   | 75            |
| <b>21</b>     | Sección Katerpillar.  | 77            |



|           |  |     |
|-----------|--|-----|
| <b>22</b> | Microfotografías de sección de Katerpillar de caliches, carbonatos palustres y calcarenitas.                         | 79  |
| <b>23</b> | Sección El Jabalí.   | 81  |
| <b>24</b> | Microfotografías de sección El Jabalí de caliches y carbonatos palustres.  | 83  |
| <b>25</b> | Sección Cantera Payo y posición de las muestras analizadas   | 86  |
| <b>26</b> | Microfotografías de caliches y paleosuelos en la sección Cantera Payo  | 88  |
| <b>27</b> | Sección Cantera Transversal  | 92  |
| <b>28</b> | Microfotografías de las muestras de la Cantera Transversal   | 94  |
| <b>29</b> | Perfiles Aerolito y Chempita   | 96  |
| <b>30</b> | Microfotografías de suelos de los perfiles Aerolito y Chempita y el caliche en el parte inferior del perfil Aerolito | 97  |
| <b>31</b> | Relación estratigráfica y cronológica de carbonatos litogénicos y pedogénicos en la PY                               | 111 |
| <b>32</b> | Modelo de sedimentación y formación de caliches durante las etapas isotópicas marinas 6, 5 y 4                       | 118 |

## LISTA DE TABLAS

| Tabla    | Título  | Página |
|----------|---|--------|
| <b>1</b> | Características de la configuración de la Plataforma carbonatada de la Península de Yucatán, parte noreste  | 10     |
| <b>2</b> | Suelos de Quintana Roo: descripción, localización y área que ocupan   | 50     |
| <b>3</b> | Mineralogía de las muestras de caliches, calcarenitas y carbonatos palustres obtenida mediante Difracción de Rayos-X  | 99     |
| <b>4</b> | Composición de elementos mayoritarios en muestras de roca total obtenidos por Fluorescencia de Rayos-X.   | 100    |
| <b>5</b> | Edades de U-Th de muestras seleccionadas con la propuesta de Etapa Isotópica Marina (EIM), firmas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en caliches, calcarenitas y carbonatos palustres. | 102    |

## ***Resumen***

En el margen noreste de la Península de Yucatán y la Isla de Cozumel, al sureste de México, se distinguen diferentes niveles de capas carbonatadas compactas (caliches y carbonatos palustres) intercaladas con sedimentos calcáreos costeros endurecidos (calcarenitas). Los caliches, carbonatos palustres y calcarenitas forman una secuencia continua de carbonatos; en esta investigación se utiliza una metodología combinada (macro y micromorfología, geoquímica y mineralogía) para diferenciarlos. Además, las capas de caliches se fecharon mediante el método de U-Th para establecer un marco cronológico. La diferenciación y cronología de carbonatos se utilizó posteriormente para establecer las condiciones paleoambientales que prevalecieron durante la formación de caliches, así como para reconstruir la evolución del paisaje costero y su relación con los cambios del nivel del mar en el Pleistoceno, durante las Etapas Isotópicas Marinas (EIM) 6, 5 y 4. Se tomaron muestras de caliches, carbonatos palustres y calcarenitas en ocho secciones del corredor Cancún-Tulum y Cozumel. La micromorfología de los caliches proporciona evidencia de la presencia de un suelo relicto con microestructura de bloques subangulares, rastros de raíces y calcita con hábitos aciculares (asociada con actividad fúngica en los suelos). En cambio, la micromorfología de las calcarenitas muestra ooides y bioclastos, propios de un medio costero. Los carbonatos palustres son calizas peloidales y moteadas. Geoquímicamente, los calcietas están empobrecidos en  $\delta^{13}\text{C}$ , con valores que oscilan entre  $-1.5\text{‰}$  y  $-11.6\text{‰}$ , y tienen una menor proporción de elementos de tierras raras. La firma isotópica de los carbonatos palustres es intermedia entre los valores de los caliches y las calcarenitas. Las firmas isotópicas de todos los caliches analizados en este trabajo son similares a los valores reportados para caliches del Pleistoceno en el área del Mar Caribe. La mineralogía de los caliches consiste principalmente en calcita sobre aragonita con una baja proporción de calcita baja en Mg. Los fechamientos de U-Th indican que el caliche más antiguo se formó durante el Penúltimo Máximo Glacial (PMG), en la EIM 6, y el caliche más joven corresponde a la EIM 4. La formación de calcarenitas ocurrió durante la EIM 5. Este estudio sugiere que los procesos de karstificación y erosión se desarrollaron entre la EIM 4 y la EIM 1.

## ***Abstract***

In the northeastern margin of the Yucatan Peninsula and the Island of Cozumel, located in southeastern Mexico, different levels of compact carbonate crusts (calcretes and palustrine carbonates) interlayered with indurated coastal calcareous sediments (calcareenites) are discernible. Calcretes, palustrine carbonates and calcarenites form a continuous carbonate sequence, a combined methodology (macro and micromorphology, geochemistry and mineralogy) is used to differentiate them. Additionally, the calcrete layers are dated using the Uranium-Thorium method in order to establish a chronological framework. The carbonate differentiation and chronology are then used to establish the paleoenvironmental conditions that prevailed during calcrete formation as well as to reconstruct the coastal landscape evolution and its relation to Pleistocene sea-level changes during Marine Isotope Stages (MIS) 6, 5 and 4. Samples of calcrete layers, palustrine carbonates and calcarenites were taken from eight sections in the Cancun-Tulum corridor and Cozumel. In calcretes, the micromorphology provides evidence of the presence of a relict soil with subangular blocky microstructure, root traces, and needle-fiber calcite (associated with soil-fungi interactions). In contrast, the micromorphology of the calcarenites shows ooids and bioclasts, typical of a coastal environment. The palustrine carbonates are peloidal and mottled limestones. Geochemically, calcretes are depleted in  $\delta^{13}\text{C}$ , compared to calcarenite, with values ranging between  $-1.5\text{‰}$  and  $-11.6\text{‰}$ , and they have a lower proportion of rare earth elements. The isotopic signature of palustrine carbonate has an intermediate isotopic signature. Values of all calcretes analyzed in this work are like the values reported for the Pleistocene calcretes in the Caribbean Sea area. Calcrete mineralogy consists mainly of calcite over aragonite with a low proportion of Mg-calcite. U/Th dating indicates that the oldest calcrete was formed during the Penultimate Glacial Maximum (PGM), in MIS 6, and the younger calcretes correspond to the MIS 4. The calcarenite formation occurred during MIS 5. Soil formation, strong karstification and soil erosion have occurred on younger calcretes. This study suggests that these processes developed between MIS 4 to MIS 1.

## ***Introducción***

---

Los caliches son horizontes edáficos y, por consiguiente, productos de factores formadores del suelo, que reflejan las condiciones ambientales. En las secuencias carbonatadas costeras, estos horizontes, junto a los carbonatos palustres representan períodos de estabilidad del paisaje. En contraste, los sedimentos son producto de etapas de inestabilidad. Por lo anterior, el estudio de caliches, carbonatos palustres y calcarenitas puede proporcionar información valiosa sobre la historia paleoambiental relacionada con los cambios en el nivel del mar. Sin embargo, en ambientes costeros kársticos, los caliches son difíciles de reconocer porque pueden confundirse fácilmente con facies sedimentarias y ajenas a procesos pedogenéticos (Alonso-Zarza y Wright, 2010).

El principal mecanismo en la formación de caliches es la disolución de carbonatos (geogénicos, biogénicos y/o pedogénicos) en el subsuelo, seguido del ascenso de la solución carbonatada debido a cambios en la cantidad de agua por evaporación, o por la disminución de la concentración de CO<sub>2</sub> en el perfil y, finalmente, la precipitación de carbonatos cerca de la superficie del suelo (Monger y Adams, 1996, Khadkikar et al., 1998, Suchý, 2002, Zamanian et al., 2016).

La formación de estos horizontes cementados toma milenios o incluso más tiempo (Alonso-Zarza; 2003) y depende de forma importante de factores climáticos como la temperatura y la precipitación (Eswaran et al., 2000). Los caliches están asociados con un clima cálido o mayormente seco, con variaciones estacionales y una precipitación media anual entre 100 y 500 mm (Goudie, 1983; Birkeland, 1999); pero pueden formarse en condiciones menos secas (Strong et al., 1992).

Por otra parte, la formación de carbonatos palustres está relacionada también con cambios en el régimen hidrológico, como fluctuaciones en las precipitaciones o los niveles de agua subterránea (Alonso-Zarza y Wright, 2010). Estos carbonatos se caracterizan por tener una mezcla de facies subaéreas y lacustres (Flügel, 2013). En esta mezcla se identifican comúnmente ostrácodos, gasterópodos, carofitas, huellas de raíces y grietas de desecación (Freytet y Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza, 2003).

Alonso-Zarza (2003) clasificó los diferentes tipos de carbonatos palustres en cinco grupos que muestran diferentes grados de exposición subaérea y/o pedogénesis.

La Península de Yucatán (PY) es una extensa plataforma carbonatada, cuya sección centro-norte emergió desde el período Cretácico (Aguayo et al., 1980). Durante el Cenozoico, el resto de la plataforma emergió, sin embargo, la parte costera norte y nororiental continuó sumergida, de manera que en esa porción se depositaron los sedimentos del Cuaternario. Particularmente, los sedimentos del Pleistoceno tardío afectados por los cambios del nivel del mar en esta área reflejan facies sedimentarias de plataforma somera (Aguayo et al., 1980), intercaladas con depósitos de carbonatos subaéreos: caliches (Ward, 1985).

En esta investigación se analizaron secuencias carbonatadas de las costas de Quintana Roo y la isla de Cozumel en las que se identificaron como objetos de estudio estratos de calcarenitas, caliches y carbonatos palustres, así como paleosuelos en conductos de disolución kárstica.

Los detalles de la investigación se presentan en un total de 5 capítulos y un apartado de conclusiones.

### *Planteamiento del Problema*

Si bien la génesis del suelo en la Península de Yucatán ha sido ampliamente discutida (por ejemplo, Aguilera, 1959; Quiñones, 1974, Isphording, 1978, Duch, 1991, Bautista et al., 2004, Bautista et al., 2011) los mecanismos de acumulación de carbonato pedogénico no se han abordado completamente, debido al persistente argumento de que la disolución (karstificación) es el proceso dominante dada la abundancia de geofomas kársticas. No obstante, los trabajos desarrollados en los ambientes modernos demuestran la presencia de suelos y pedosedimentos en las bolsas kársticas (Cabadas-Báez et al., 2010a, 2010b).

A lo largo de la costa de la Península de Yucatán, particularmente en Quintana Roo y la isla de Cozumel, se han identificado secciones con sedimentos costeros del Pleistoceno-Holoceno tardío intercalados con caliches, cubriendo un lapso desde la Etapa Isotópica Marina (EIM) 7 a la 1 (Ward, 1975, 1985, 1997). Sin embargo, no se ha investigado a detalle la problemática del origen pedogénico de los estratos de

carbonatos cementados, ni se ha proporcionado una datación absoluta de los mismos.

Los intentos de reconstruir las variaciones del nivel del mar a partir de estas secuencias de carbonatos costeros (Ward, 1985) y el análisis de caliches como registros paleoambientales disponibles en la Península de Yucatán han sido limitados al carecerse de una caracterización completa de los diferentes tipos de materiales.

### *Justificación*

Esta investigación busca, en consecuencia, atender la problemática del origen de los estratos de caliches en secuencias sedimentarias costeras de Quintana Roo y Cozumel. Por ejemplo, Quiñones y Allende (1974) consideran que los caliches de la PY son un producto de la diagénesis tardía, debido a la transformación de la aragonita en calcita; mientras que Ward (1985) y Schinle (1991) sugieren que son el resultado de la diagénesis subaérea, principalmente durante el Pleistoceno. Por tanto, la compleja relación de disolución-precipitación-recristalización en ambientes kársticos requiere del uso combinado de métodos para distinguir los carbonatos secundarios de los primarios.

En la PY, las investigaciones paleoclimáticas sobre el ambiente del Pleistoceno abarcan aproximadamente el período entre 200 y 13 ka (p. ej.: Mueller et al., 2010; Correa-Metrio et al., 2012 a, b; Blanchon et al., 2009). Los análisis en sedimentos lacustres y de cuevas para este período reportan las características del carbón vegetal y el polen para identificar tipo de vegetación (Leyden et al., 2002; Correa-Metrio et al., 2012 a, b; López-Martínez et al., 2020). Las reconstrucciones de la precipitación se han basado en estudios de espeleotemas en la reserva natural Río Secreto (Medina-Elizalde et al., 2017) y las estimaciones de las variaciones del nivel del mar durante este período han sido llevadas a cabo por Blanchon y colaboradores (2009). De esta manera, los estudios en caliches pueden proporcionar información complementaria a la extraída de otros registros, extendiendo, además, el marco cronológico de las investigaciones paleoambientales de la Península de Yucatán durante el Pleistoceno.

Adicionalmente, los caliches han demostrado ser archivos confiables para la reconstrucción paleoambiental (Monger et al., 2009) ya que su formación en el suelo, así como sus características morfológicas y geoquímicas dependen directamente de factores climáticos o dependientes del clima como la temperatura, precipitaciones, tasas de evaporación y características de la cobertura vegetal.

### *Hipótesis*

La secuencia de carbonatos en las costas de Quintana Roo y la isla de Cozumel son el resultado de la ciclicidad entre momentos de pedogénesis con formación de caliches y etapas de sedimentación evidenciada por los estratos de calcarenitas.

Teniendo en cuenta lo anterior, nuestra hipótesis es que los caliches formados en paleosuelos de la península de Yucatán y Cozumel durante el Pleistoceno se desarrollaron en momentos donde el nivel del mar en la región del Caribe fue bajo, tanto en etapas glaciales como interglaciales; mientras que las calcarenitas se formaron bajo condiciones de ascenso del nivel del mar. La presencia de carbonatos palustres en estas secuencias evidencia posibles transiciones entre los escenarios antes mencionados. En cuanto a las condiciones paleoambientales, los caliches pueden haberse formado como resultado de la reducción de la precipitación o de intensa evaporación.

### *Objetivo General*

Estudiar la presencia de horizontes de caliches en las secuencias carbonatadas de Península de Yucatán y Cozumel como registros para la reconstrucción paleoambiental y generar un marco cronológico para su formación, que nos permita entender su relación con los cambios en el nivel del mar en el Pleistoceno.

### *Objetivos particulares*

- Diferenciar entre carbonatos primarios y secundarios en secuencias carbonatadas utilizando micromorfología, mineralogía y geoquímica.
- Proveer un marco cronológico mediante el fechamiento (U/Th) de los niveles de caliches.
- Aportar información paleoambiental de Península de Yucatán y la isla de Cozumel a partir del análisis de horizontes de caliches desarrollados sobre

perfiles de paleosuelos teniendo en cuenta las características micromorfológicas e indicadores geoquímicos como el  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ .

- Proponer un modelo de cambios en el nivel del mar basado en los estratos de caliches y calcarenitas.
- Correlacionar los resultados obtenidos con otros registros estratigráficos similares en la región del Caribe.



# ***Capítulo 1. Marco Teórico***

---

## ***1.1. Plataformas carbonatadas***

Las plataformas carbonatadas se desarrollan y modifican a través de procesos deposicionales y erosivos controlados por eustasia, subsidencia tectónica, tasas de sedimentación y clima (Sarg, 1988). La interacción de estos mecanismos de control produce variaciones en los patrones de los estratos y las facies de las secuencias deposicionales, así como cambios en la morfología, tamaño y/o geometría de las plataformas carbonatadas (Vail, 1987, Jervy, 1988, Bosellini, 1989).

### ***1.1.1. Configuración de las plataformas carbonatadas***

Algunos de los rasgos y factores importantes de los que depende la formación y evolución de las plataformas carbonatadas se describen a continuación (Handford y Loucks, 1993):

*Fábrica de Carbonatos:* En las plataformas carbonatadas las tasas de sedimentación dependen de la productividad de la fábrica marina-submareal de carbonatos. Su producción depende directamente de factores como la latitud, profundidad del agua, temperatura, salinidad, intensidad de la luz solar, turbidez, circulación del agua, presión parcial de CO<sub>2</sub>, y abastecimiento de nutrientes (Lees, 1975, Hallock and Schlanger, 1986).

Las fábricas del tipo tropical marina operan en un mar cálido, se localizan entre los 0° y 30° de latitud norte; y de forma general la producción de carbonatos ocurre en los primeros 10 m de profundidad (Wilson, 1975). Los sedimentos son generados por corales hermatípicos, algas calcáreas rojas y verdes, foraminíferos, moluscos, briozoos y equinodermos. Los granos no esqueléticos como ooides, peloides y el lodo calcáreo son productos casi exclusivamente de mares cálidos. En comparación con

la producción en mares templados, las tasas de producción en plataformas tropicales son mayores.

*Clima:* El clima influye en las condiciones del agua de mar como la salinidad, temperatura y circulación; a su vez esto influye en la producción de carbonatos. Las aguas superficiales marinas en regiones tropicales están sobresaturadas de  $\text{CaCO}_3$ . El clima ayuda a determinar qué tipo de sedimento se va a depositar junto a los carbonatos. En el caso de un clima árido y una circulación restringida, tendremos la depositación de evaporitas y sedimentos de origen eólico. Los climas húmedos favorecen la depositación fluvial-detrítica de sedimentos siliciclásticos. La presencia de diferentes tipos de sedimentos en una sucesión estratigráfica dominada por carbonatos son indicativos de las condiciones climáticas específicas y posibles cambios del nivel del mar.

*Subsidencia:* La subsidencia junto a los cambios eustáticos juega un papel importante en la sedimentación marina, formando los ambientes específicos para la depositación de carbonatos. Además, la subsidencia garantiza la depositación a largo plazo, la acumulación y la preservación de sedimentos carbonatados.

*Enlace con el continente:* Las plataformas carbonatadas pueden estar aisladas o vinculadas a una gran masa de tierra. Las plataformas que están vinculadas son generalmente largas, lineales, y se enfrentan a mar abierto generalmente a lo largo de márgenes continentales pasivos.

*Morfología de la plataforma:* Las plataformas carbonatadas asumen tres diferentes morfologías en sus perfiles: (1) con rampa homoclinal suave o pendiente inclinada distalmente, (2) plataforma bordeada, (3) plataforma no-bordeada. Las plataformas bordeadas se forman exclusivamente en mares tropicales porque se componen principalmente de clorozoos y organismos cloroalgales que forman arrecifes. Las plataformas no bordeadas están presentes tanto en mares tropicales como templados.

*Ancho y circulación:* Las plataformas carbonatadas tienen anchos variables que pueden ser de más de 100 km, considerándose una plataforma ancha cuando tiene más de 10 km. La circulación, por otra parte, está fuertemente influenciada por las olas y el viento en plataformas poco profundas (Johnson, 1978).

*Tipo de margen y orientación:* Otros factores que controlan el desarrollo de la plataforma de carbonato son el tipo de margen, su orientación relativa al viento y el tipo de sedimento. Los márgenes de plataforma típicamente consisten en bancos de arenas, arrecifes o mezclas de los dos. Dependiendo de su longitud, continuidad y profundidad ayudan a controlar la circulación del agua de mar dentro de una plataforma. Hacia el mar las pendientes de los bordes de plataforma están marcadas por acreción deposicional, derivación de sedimentos o erosión (Lees and Miller, 1985).

*Sistemas deposicionales y litología:* Las plataformas de carbonatos comprenden una gran cantidad de sistemas de depósito, limitados por los factores antes mencionados. Los principales sistemas deposicionales de plataformas de carbonatos son los sistemas costeros y cercanos a la costa, sistemas de plataforma costa afuera, sistemas de borde de plataforma, sistemas de pendiente y cuenca-fondo.

La mayoría de las plataformas comprenden cantidades variables de sedimentos carbonatados, siliciclásticos y evaporitas. Sus variaciones litológicas están directamente relacionadas con el historial de depósito y, por lo tanto, son un indicador importante de su respuesta a los cambios relativos del nivel del mar.

La porción nororiental de la península de Yucatán, objeto de este trabajo, es una plataforma carbonatada, cuyas características se resumen en la Tabla 1.

Tabla 1. Características de la configuración de la Plataforma carbonatada de la Península de Yucatán, parte noreste (Handford y Loucks, 1993)

| <b>Características de Configuración</b> | <b>Plataforma de la Península de Yucatán (noreste)</b> |
|---|--|
| Edad                                    | Cuaternario  |
| Marco tectónico                         | Margen continental transformado                        |
| Clima                                   | Húmedo   |
| Fábrica de Carbonatos                   | Tropical   |

|             |                         |
|-------------|-------------------------|
| Enlace      | Vinculado al continente |
| Morfología  | Plataforma bordeada     |
| Anchura     | Ancho-estrecho          |
| Circulación | Abierta-restringida     |
| Orientación | Barlovento              |

### *1.1.2. Respuestas de las plataformas carbonatas a los cambios del nivel del mar*

Los principios que rigen el comportamiento de las plataformas carbonatadas, y en particular a la secuencia deposicional, son fundamentalmente cuatro (Handford y Loucks, 1993): (1) la tasa de producción de sedimentación por procesos biogénicos y no biogénicos, (2) el clima, (3) la combinación de condiciones climáticas, tectónicas y de unión a tierra, que da lugar a la mezcla de sedimentos carbonatados, siliciclásticos y evaporíticos, (4) la posición estratigráfica de los sedimentos dentro de una secuencia no son aleatorios y ofrecen pistas importantes sobre la historia de los cambios del nivel relativo del mar.

Ya que los modelos deposicionales están sujetos a los cambios relativos del nivel del mar (ascenso, descenso y transición) es posible, atendiendo a estos diferentes momentos, predecir los patrones de crecimiento o desaparición de las plataformas carbonatadas.

#### *1.1.2.1. Condiciones de sedimentación con nivel del mar alto*

El depósito de sedimentos durante los aumentos del nivel del mar ocurre en la última parte del ascenso eustático (Van Wagoner et al., 1988). Aunque depende de condiciones locales, la tasa de sedimentación de carbonatos suele ser mayor durante los aumentos del nivel del mar, debido a la extensión de inundación de la plataforma. La agradación y la progradación en ambientes carbonatados tiene lugar como resultado de la generación *in situ* de carbonatos, así como la disponibilidad de

sedimentos. El ascenso del nivel del mar origina un cambio en los ambientes marinos, que gradualmente progradan hacia el continente, permitiendo una depositación de sedimentos de facies de plataforma, arrecifales, lagunares, entre otras. En este caso, la sedimentación continental se ve restringida (Jervy, 1988).

#### *1.1.2.2. Condiciones de sedimentación con nivel del mar bajo*

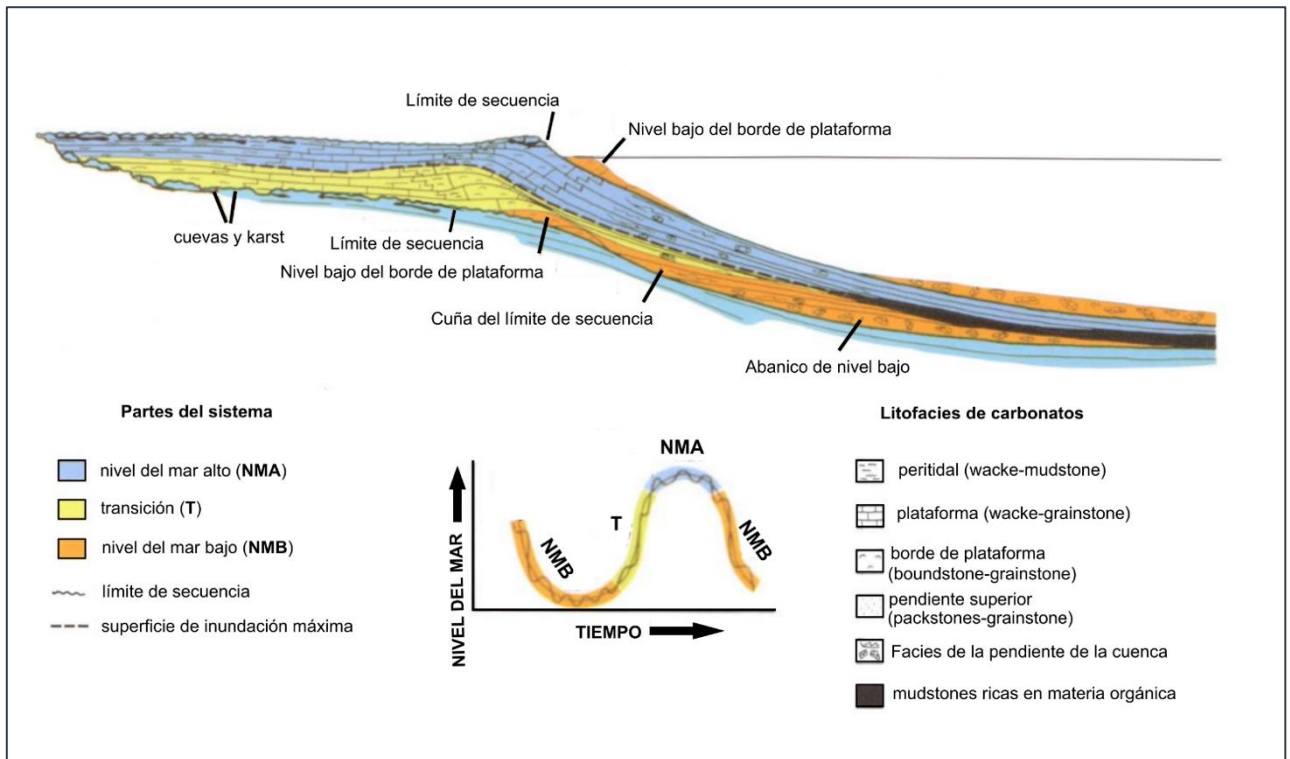
Las costas son entornos dinámicos que migran dependiendo de los cambios eustáticos, la subsidencia tectónica y la tasa de suministro de sedimentos. El desplazamiento de la costa hacia el mar se produce debido a la caída del nivel del mar que deja la plataforma expuesta.

En las plataformas carbonatadas los cambios relativos del nivel del mar controlan fuertemente la producción y dispersión de sedimentos. En una plataforma tropical, amplia y abierta cubierta por al menos 10 m de agua de mar la fábrica de carbonatos podría producir una gran cantidad de sedimentos.

En condiciones de nivel bajo del mar, con el mar por debajo del margen de la plataforma deja la plataforma expuesta y no hay producción de sedimentos. En estas condiciones la única región productiva es donde el mar está en contacto con la plataforma.

También con los cambios de nivel del mar hay modificaciones en la cantidad y el tipo de sedimento que se produce. Durante un nivel del mar bajo, no hay producción de sedimentos en la parte superior de la plataforma, la producción se limita a los márgenes y pendientes superiores de la misma. Además, los procesos fluvial-deltáicos pueden distribuir sedimento siliciclásticos a lo largo de la plataforma expuesta.

A continuación, se muestra un modelo de secuencia deposicional en una plataforma bordeada de carbonatos con clima húmedo, como es el caso de la plataforma de la Península de Yucatán (Fig. 1).



**Fig. 1.** Modelo de secuencia deposicional para una plataforma carbonatada bordeada húmeda como la Península de Yucatán (figura modificada de Handford y Loucks, 1993).

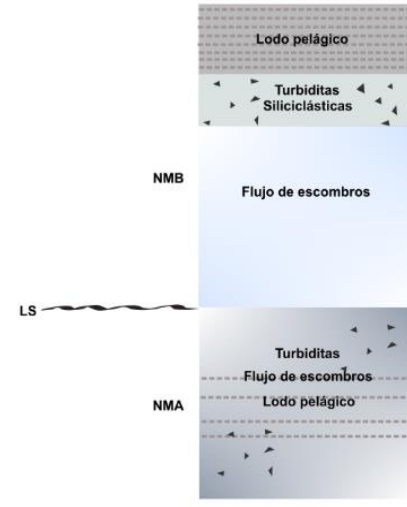
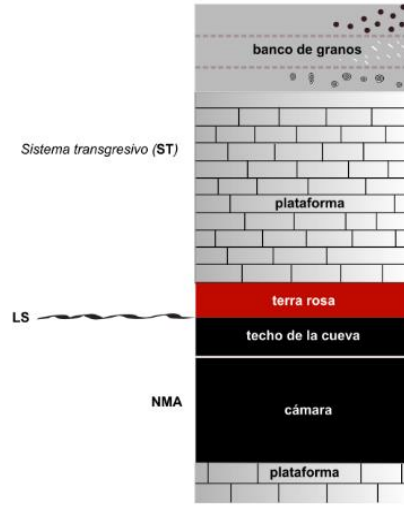
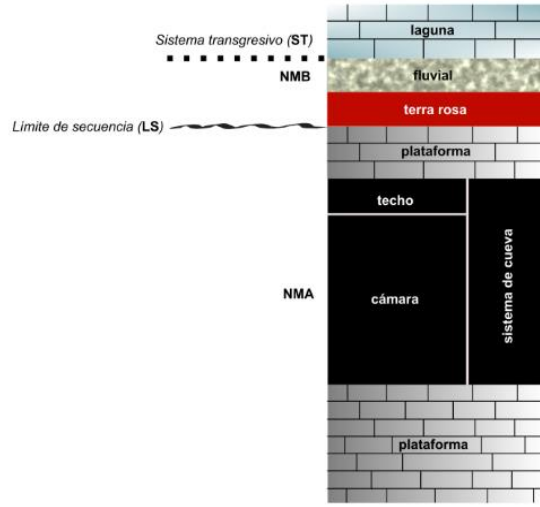
### 1.1.2.3. Procesos de karstificación durante el nivel bajo del mar

Durante etapas con niveles del mar bajo, las plataformas pueden sufrir una profunda transformación geomórfica provocada por el intemperismo. El agua de lluvia cargada con  $\text{CO}_2$  atmosférico y el  $\text{CO}_2$  generado por el suelo, producen  $\text{H}_2\text{CO}_3$  que se disocia en  $\text{H}^+$  y  $\text{HCO}_3^-$ . Este ácido disuelve los minerales solubles de carbonatos creando un paisaje conocido como karst. Algunas de las formas comunes en estos paisajes son las dolinas de colapso y disolución de varios tamaños, techos verticales, valles ciegos y cuevas freáticas y vadasas (Jennings, 1971).

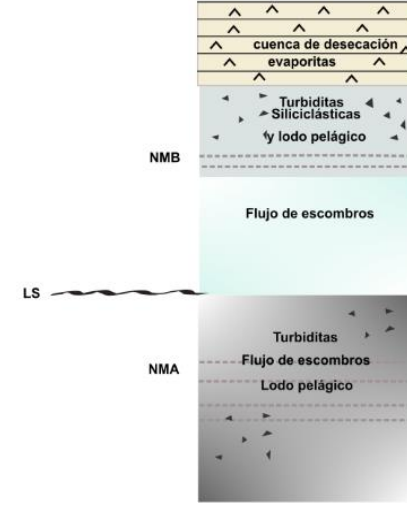
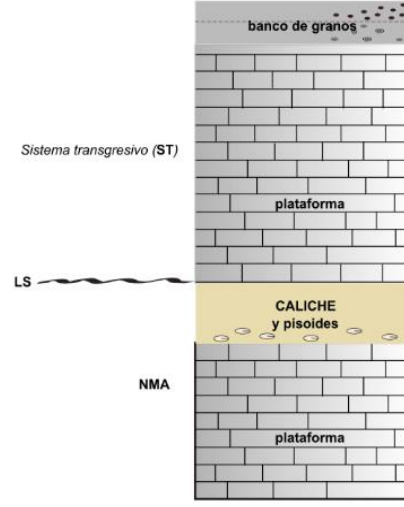
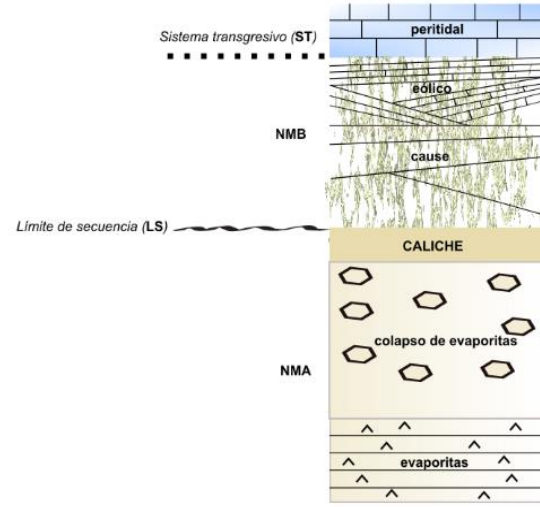
En los ambientes húmedos, la karstificación juega un papel importante en la transformación geomórfica de las plataformas carbonatadas, ya que genera altas tasas de intemperismo y erosión. La karstificación depende estrechamente del clima y, en específico, de la cantidad de agua meteórica y de la temperatura (White, 1988).

Con suficiente tiempo y disponibilidad de agua, la mayoría de los terrenos carbonatados desarrollan un paisaje kárstico. La humedad es el factor más determinante en el proceso de karstificación, ya que se ha comprobado que este tipo de paisajes se desarrollan en menos de 100,000 años, por ejemplo, en calizas del Pleistoceno del Caribe (White, 1988). También muchas de las formas y relieves kársticos se han formado durante los últimos 10,000 años (Ford y William, 1989). La alta frecuencia de los cambios de nivel del mar, y en particular cuando los niveles son bajos, les imprime a las plataformas carbonatadas de ambientes húmedas, rasgos de karstificación claramente observables (Fig. 2). Estos rasgos incluyen paleosuelos, cuevas rellenas de sedimentos clásticos, techos de cuevas brechados entre otros (Loucks y Handford, 1992). En el caso de los ambientes más áridos el desarrollo del karst no es tan intenso y como particularidad pueden formarse caliches (Fig. 2).

**CLIMA HÚMEDO**



**CLIMA ÁRIDO**





**Fig. 2.** Sucesión vertical idealizada (sin escala) de facies en la plataforma bajo climas húmedos y áridos; LS: límite de secuencia, ST: sistema transgresivo, NMA: nivel del mar alto, NMB: nivel del mar bajo (figura modificada de Handford y Loucks, 1993).

## *1.2. Carbonatos continentales*

### *1.2.1. Caliches, conceptos generales*

Los caliches son materiales terrestres compuestos por  $\text{CaCO}_3$ , aunque no exclusivamente por este mineral (Goudie, 1973). La acumulación del  $\text{CaCO}_3$  se produce por la cementación, crecimiento desplazante y/o remplazamiento del sustrato en perfiles de suelos, rocas y sedimentos dentro de ambientes vadosos y freáticos someros (Wright y Tucker, 1991). Los caliches, según el grado de acumulación y cementación del  $\text{CaCO}_3$ , pueden encontrarse en diferentes etapas que van desde formas como recubrimientos polvosos y nódulos, hasta horizontes altamente endurecidos (Fig. 3).

La cementación por  $\text{CaCO}_3$  puede ocurrir por (1) lixiviación de iones de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{HCO}_3^-$  disueltos de los horizontes superiores (Machette, 1985), (2) disolución de roca que contiene  $\text{Ca}^{2+}$  (como la caliza) y precipitación de carbonato sin translocación de iones disueltos (Rabenhorst y Wilding, 1986, West et al., 1988). Los mecanismos de formación hacen que las propiedades de los caliches sean diferentes.

La actividad biológica, como la biomineralización de las raíces, conduce a la formación de costras laminares (Verrecchia et al., 1993, Wright et al., 1996). Por otra parte, la acumulación de grandes cantidades de  $\text{CaCO}_3$  en forma de caliches refleja una posible reubicación del  $\text{Ca}^{2+}$  desde posiciones más altas del paisaje (Sauer et al., 2015).

La formación de perfiles de caliches es resultado de diferentes etapas de desarrollo, que requieren un largo tiempo de formación, milenios o más (Zamaniam et al., 2016). El perfil “ideal” descrito por Machette (1985) incluye 6 etapas (Fig. 3): (I) la transformación del material parental hasta llegar a ser detrito intemperizado; (II) desarrollo inicial del suelo; (III) acumulación de  $\text{CaCO}_3$  hasta formar un horizonte nodular o calcáreo; (IV) formación de un horizonte laminar; (V) formación del

caliche mediante varias vías dependiendo de la sedimentación, erosión, y procesos diagenéticos; (VI) esta última etapa incluye múltiples fases de brechación, formación de pisolitos y recementación (Fig. 3)

Los horizontes carbonatados tienen un espesor de al menos 10 cm, una alta densidad y baja porosidad y pueden presentar impurezas que son partículas o minerales diferentes de la calcita.

### *1.2.2. Factores ambientales que influyen la formación de caliches*

Al igual que pasa con el resto de los carbonatos pedogénicos los factores que controlan la formación de un caliche son fundamentalmente el clima, el material parental del suelo, la vegetación y los organismos, la topografía y el tiempo. Siendo el factor clima el más determinante.

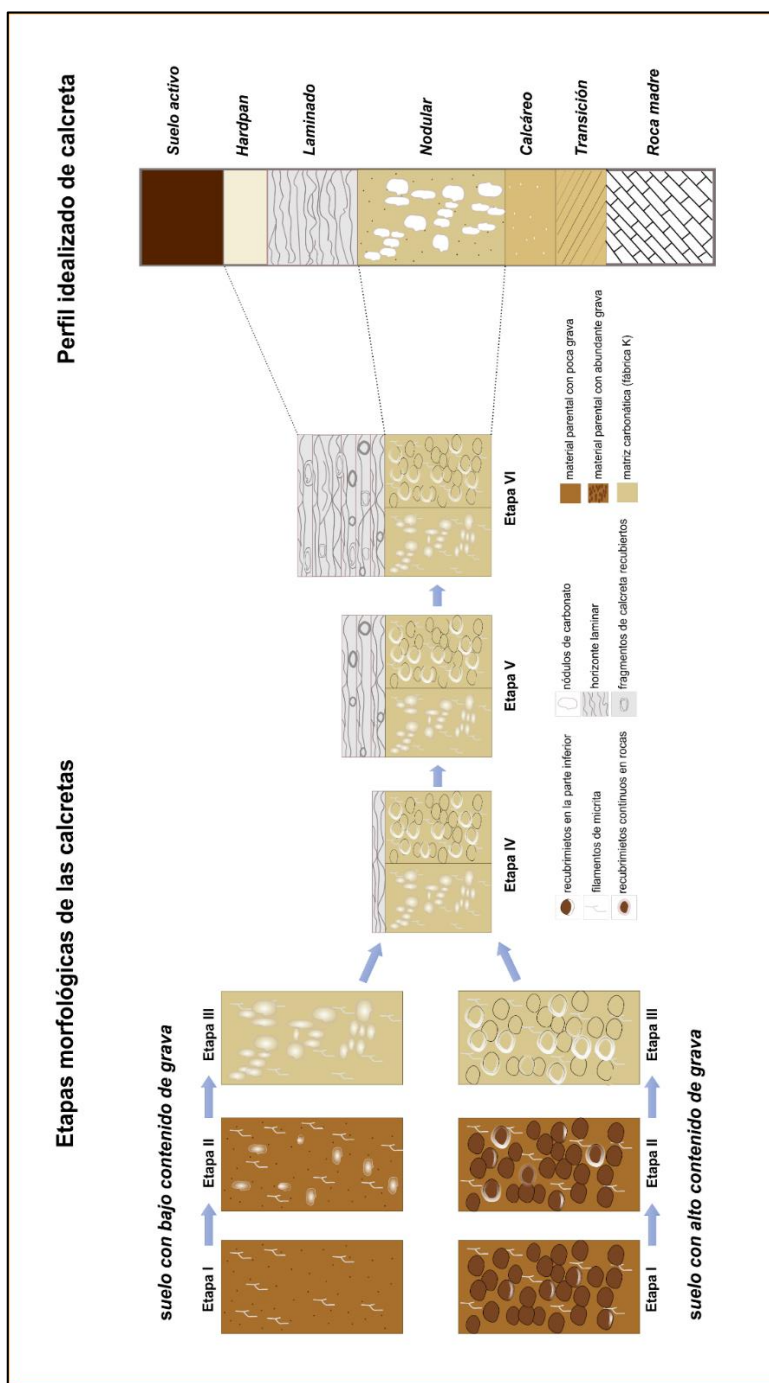
#### *1.2.2.1. Clima*

La precipitación y la temperatura controlan fuertemente la formación de los carbonatos pedogénicos y su localización (Eswaran et al., 2000). La acumulación de carbonatos pedogénicos es común para un régimen de precipitación menor a 500 mm/año (Landi et al., 2003, Retallack, 2005). En el caso particular de los caliches, si bien su distribución es favorecida por un rango de precipitaciones entre 500 y 600 mm/año (Bikerland, 1984), se les ha encontrado en ambientes con valores máximos de 1000 mm/año (Marck y James, 1992) y mínimos de 50 mm/año (Goudie, 1973; Retallack, 1994).

La relación de la precipitación media anual con la profundidad (D) a la que se encuentran los horizontes cálcicos fue estudiada por Jenny (1941). Posteriormente, partiendo de una base de datos de 317 suelos del Cuaternario, Retallack (1994) genera una ecuación de relación de estas variables que fue actualizada al utilizar un total de 675 suelos con horizontes Bk obteniéndose lo siguiente (Retallack, 2005):

$$P \text{ (mm/año)} = - 0.013D^2 + 6.45D + 137.2 \quad (1)$$

donde la desviación estándar es  $\pm 147$  mm/año y  $R^2 = 0.52$  para esta relación empírica.



**Fig. 3.** Etapas para la formación de un perfil idealizado de caliche (A partir de lo propuesto por Esteban y Klappa, 1983, Machette, 1985 y Alonso-Zarza, 2003).

El efecto de la temperatura en la formación, acumulación y localización de los carbonatos pedogénicos es complejo. Estos carbonatos pueden ubicarse en suelos

con un amplio rango de temperaturas, desde condiciones muy cálidas en desiertos (Thomas, 2011; Achyuthan, 2018) hasta zonas climáticas frías como la tundra (Courty et al., 1994, Pustovoytov, 1998). A mayores temperaturas, la sobresaturación del  $\text{CaCO}_3$  en el suelo se ve afectada por la disminución de la solubilidad del  $\text{CO}_2$  (Barker y Cox, 2011); pero también el aumento de la respiración microbiana y, en consecuencia, la concentración de  $\text{CO}_2$  aumentan las tasas de acumulación (Lal y Kimble, 2000; Gocke y Kuzyakov, 2011). A tasas más rápidas de acumulación de carbonatos pedogénicos (por condiciones cálidas) mayor porcentaje de impurezas en la estructura del carbonato pedogénico, como pueden ser los elementos de tierras raras (ETR) (Violette et al., 2010, Kadir et al., 2018).

#### *1.2.2.2. Material Parental y fuentes de Ca*

Un tipo específico de material parental no es un prerrequisito en la formación de caliches, pero puede ser más rápida cuando hay más iones de  $\text{Ca}^{2+}$  disponibles (Wright, 1990b). Como generalidad, hay una mayor formación de carbonatos pedogénicos sobre materiales calcáreos (James, 1972; Adams, 1980; Schlesinger et al., 1989, Díaz-Hernández et al., 2003). Existen también caliches formados sobre rocas ígneas por el intemperismo de materiales ricos en  $\text{Ca}^{2+}$  (Landi et al., 2003; Naiman et al., 2000), el cual puede provenir de fuentes atmosféricas como polvo de  $\text{CaCO}_3$  y  $\text{Ca}^{2+}$  disuelto en agua de lluvia (Monger y Gallegos, 2000).

El material parental puede influir en la presencia de múltiples cationes coprecipitando como impurezas en la estructura del caliche afectando los parámetros cristalográficos del  $\text{CaCO}_3$  (Klein, 2002). Por ejemplo, los cristales alargados y en forma de aguja se forman en soluciones con altas concentraciones de ETR y en tanto que los cristales romboédricos y prismáticos son comunes cuando las concentraciones de estos elementos son bajas (Barker y Cox, 2011). A mayor cantidad de impurezas menor será el tamaño del cristal (Catoni et al., 2012) y menor su solubilidad (Eisenlohr et al., 1999).

### *1.2.2.3. Vegetación y organismos en los suelos*

La vegetación y la fauna proporcionan materia orgánica al suelo. La descomposición microbiana libera CO<sub>2</sub> que controla la disolución y la precipitación del carbonato. El carbonato pedogénico precipita fácilmente a través de la actividad de los organismos vivos (Lal y Kimble, 2000). Esto se observa en las micro fábricas biogénicas en los caliches formados por la presencia de hongos, bacterias, líquenes (Klappa, 1979, Verrecchia y Verrecchia, 1994) y plantas (Alonso-Zarza, 1999; Alonso-Zarza, 2018, entre otros). Por ejemplo, si los iones Ca<sup>2+</sup> están disponibles en solución, las bacterias pueden producir una acumulación visible de carbonatos en pocos días (Monger et al., 1991). Los polímeros extracelulares como los polisacáridos y los aminoácidos también pueden controlar la morfología del CaCO<sub>3</sub> (Braissant et al., 2003). La presencia de ácidos aspárticos favorece la formación de cristales en forma de aguja (Braissant et al., 2003), e inclusive, los componentes de las células bacterianas, como las paredes celulares, pueden actuar como núcleos de precipitación de carbonato (Perito et al., 2014).

La fauna también puede contribuir a la precipitación de carbonatos en los suelos, por ejemplo, las termitas construyen montículos que contienen más Ca<sup>+2</sup> que los suelos adyacentes (Monger y Gallegos, 2000).

Los caliches contienen un amplio registro de la actividad de la fauna y la flora dentro del suelo, lo que es importante para la reconstrucción de los paisajes antiguos, aunque muchas veces solo se conservan restos fósiles y estructuras específicas en lugar de organismos enteros.

### *1.2.2.4. Topografía*

La topografía controla la morfología y las etapas de desarrollo de los caliches (Milnes, 1992). Las partes superiores de una ladera pueden contener pocos carbonatos pedogénicos, mientras que en posiciones bajas se pueden formar caliches gruesos debido al flujo descendente de la solución de suelo (Khadkikar et al., 1998). Las superficies estables del paisaje generalmente muestran la mayor acumulación de carbonatos pedogénicos en comparación con otras posiciones. En superficies inestables, la cantidad total y la profundidad de acumulación de los carbonatos en el

suelo cambian debido a la erosión, la cual aumenta su exposición al frente de agua de infiltración, de manera que se promueve su disolución. Esta disolución, seguida por la translocación de iones, conducen a una menor acumulación de carbonatos pedogénicos en el perfil del suelo o su localización a mayor profundidad. Estos procesos pueden generar perfiles complejos con sobreimpresión de múltiples fases de formación durante varios ciclos climáticos (Zamanian et al., 2016).

#### *1.2.2.5. Tiempo*

De manera general, en una superficie estable, el carbonato pedogénico se correlaciona positivamente con la edad del suelo. Varias morfologías y etapas de acumulación de carbonatos pedogénicos se han usado como indicadores del desarrollo del suelo (Machette, 1985, Pustovoytov, 1998).

El grado de desarrollo de los caliches está claramente controlado por el tiempo. La formación de éstos depende de la relación entre la tasa de sedimentación y la tasa de erosión (Alonso-Zarza et al., 1998a). En áreas o períodos donde la tasa de sedimentación es baja y la pedogénesis es alta se forman caliches bien desarrollados (Wright, 1992). En el caso de que haya una sedimentación estable se pueden formar suelos acumulativos profundos y caliches laminares gruesos (Alonso-Zarza et al., 1998a).

#### *1.2.3. Características micromorfológicas de los caliches*

Las características micromorfológicas de los caliches pueden ser agrupadas en dos tipos de microfábricas; la microfábrica  $\alpha$ , dominada por características no biogénicas y la microfábrica  $\beta$ , que muestra las características biogénicas (Wright, 1990c). La mayoría de los caliches muestran rasgos de los dos tipos de microfábricas (Fig. 4).

Las características de las microfábricas  $\alpha$  incluyen una matriz carbonática cristalina, con cristales que van de tamaño micrítico a esparítico (Brewer, 1964). En esta microfábrica se pueden identificar parches con cristales gruesos con distribución irregular de micrita y esparita (Fig. 4, microfotografía 3). También se observan granos flotantes con bordes angulares y fracturamientos (generalmente son granos

siliclásticos). Otra particularidad de la fábrica  $\alpha$  es la abundancia de diferentes tipos de grietas y fracturas rellenas en muchos casos de calcita (Wright y Peeters, 1989) (Fig. 4, microfotografía 1). Otro rasgo común es la presencia de nódulos (Khadkikar et al., 1998), aunque en algunos casos su hallazgo puede ser interpretado como el resultado de la precipitación de carbonatos alrededor de las raíces.

La microfábrica  $\beta$  es el resultado de la precipitación de calcita por efecto de la actividad biológica. Las formas que se observan en esta microfábrica son abundantes y variadas:

(1) Estructuras alveolares-septales, formadas por septos micríticos arqueados de longitud variable, dentro de los poros (Adams, 1980), bordeando los canales de raíces (Klappa, 1979) o intercalados en láminas micríticas (Alonso-Zarza, 1999). Estas estructuras son interpretadas como filamentos de hongos carbonatados asociados a sistemas radiculares (Wright, 1986).

(2) Recubrimientos micríticos sobre granos, que pueden presentar diferentes tamaños y tener un núcleo de material parental, micrita o de una estructura alveolar-septal, formados por la acción de raíces y los organismos asociados a éstas (Knox, 1977; Wright 1990; Alonso-Zarza et al., 1992).

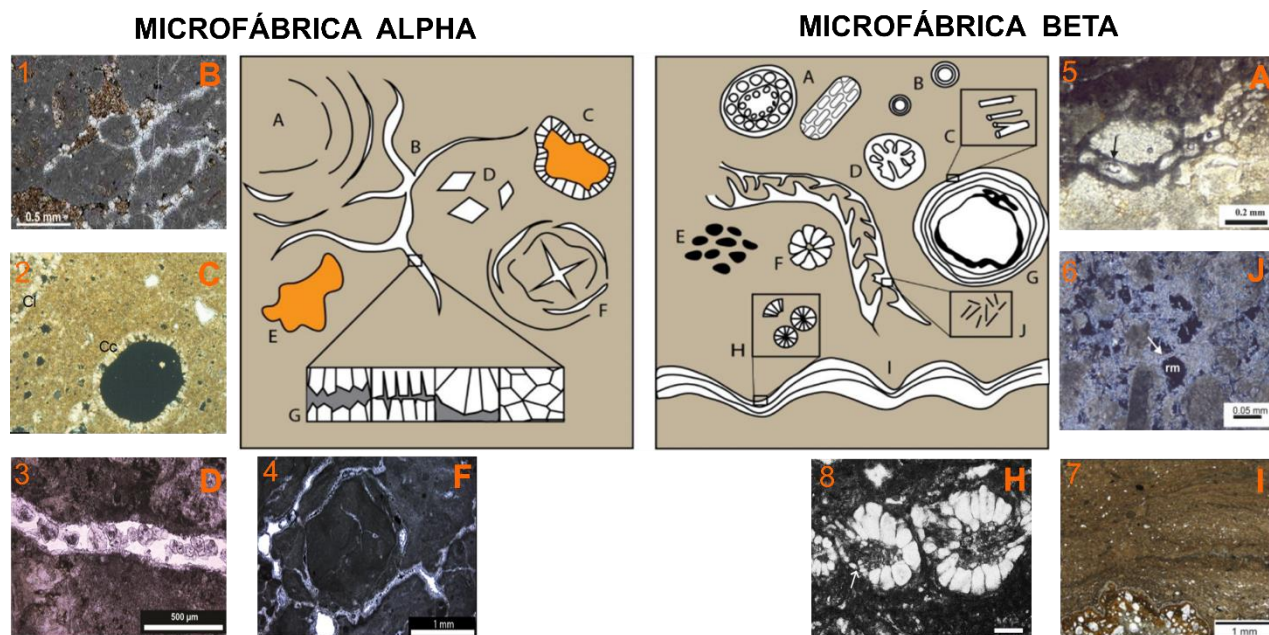
(3) Filamentos calcificados con varias morfologías (rectos, sinuosos, ramificados en forma de Y) que pueden estar interconectados y formados por micelios y pelos radicales (James, 1972; Kahle, 1977).

(4) La calcita con hábitos aciculares (*Needle-fibre calcite*) presenta tamaños muy variables, pero llegan a 10  $\mu\text{m}$  de ancho y 50  $\mu\text{m}$  de longitud y su formación se debe a una elevada sobresaturación o a la actividad microbiana (Verrecchia, 1994; Callot et al., 1985, Phillips y Self, 1987) (Fig. 4, microfotografía 6).

(5) Los rizolitos, estructuras organo-sedimentarias, producidas por raíces (Klappa, 1979) (Fig. 4, microfotografía 5); su diámetro varía de milímetros y a pocos centímetros y su longitud está comúnmente en la escala de centímetros a decímetros. La estructura interna de los rizolitos varía desde una micrita masiva que representa el relleno del molde radicular, hasta texturas que incluyen células calcificadas, cementos, tejidos alveolares-septales, calcita con hábitos aciculares, recubrimientos microbianos y filamentos calcificados (Wright y Tucker, 1991). La organización de las células de raíces calcificadas en los rizolitos es similar a otros rasgos conocidos

como *Microcodium* (Plaziat, 1984) que posiblemente se forma por la calcificación de las estructuras de la raíz con o sin la influencia de microorganismos.

(6) Estructuras biogénicas por la actividad de la fauna del suelo (abejas, termitas, hormigas, etc.) y que están incluidas como el tipo de ichnofacies *Coprisnisphaera* (Genise et al., 2000).

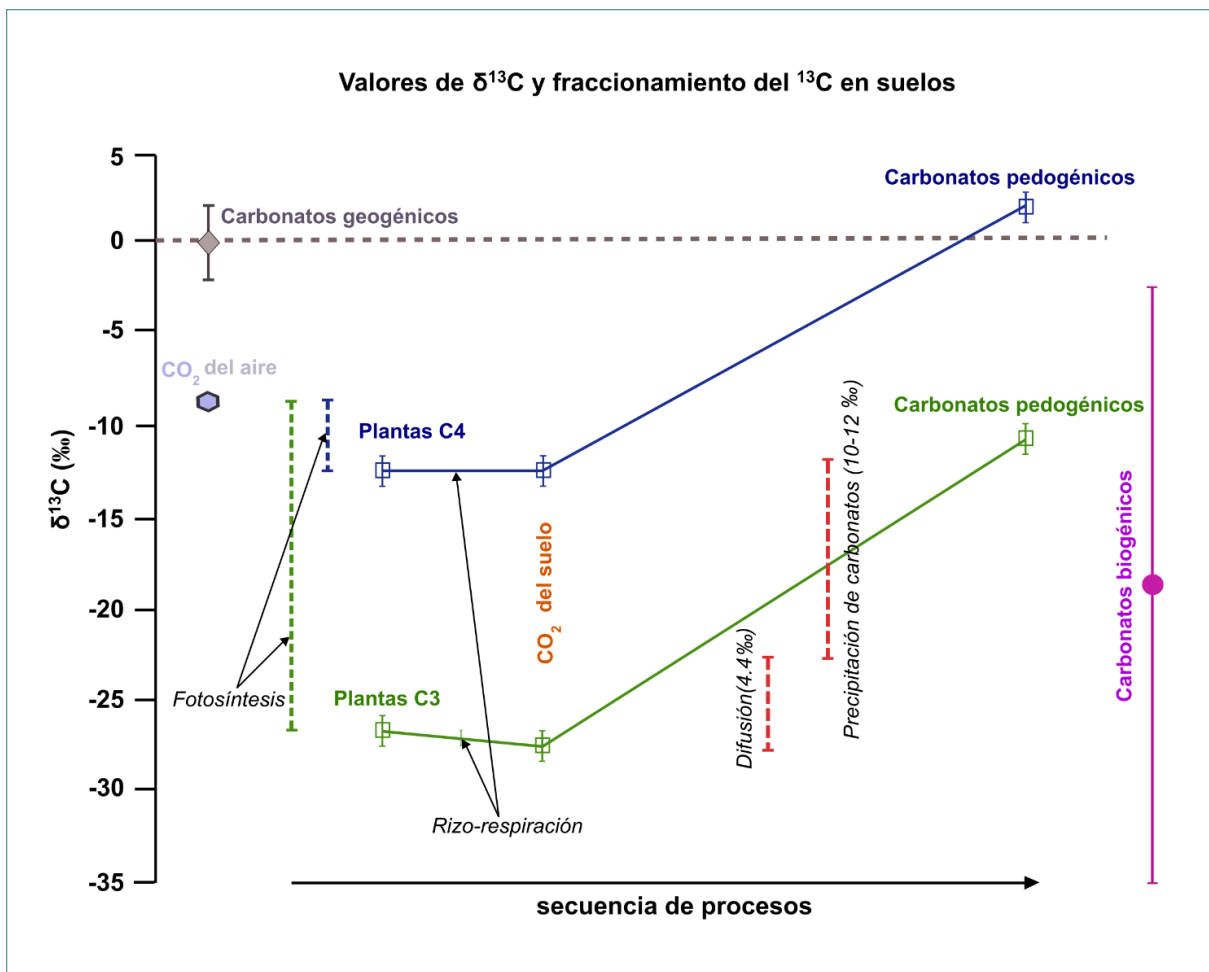


**Fig. 4.** Microfábricas alfa y beta en caliches. Alfa: A) Formación de nódulos. B) Grietas complejas. C) corona alrededor de los granos. D) Cristales flotantes de calcita euédrica. E) Granos flotantes. F) Grietas intranodulares. G) Cementos de calcita como relleno de poros. Beta: A) Células radiculares calcificadas. B) Ooides. C) Filamentos calcificados. D) Tejidos alveolo-septales. E) Peloides. F) *Microcodium*. G) Recubrimientos microbianos. H) Esferoides. I) Estructura ondulada-laminar. J) Fibra de aguja de calcita (Modificado a partir de Wright et al. (1991), Zhou y Chafetz (2009) y Morrison (2016). Las imágenes numeradas de microfotografías fueron obtenidas de la serie de artículos siguientes: 1) Méndez-Bedia et al., 2020; 2) Tofalo y Pazos et al., 2002; 3 y 4) Morrison, 2016; 5 y 6) Eren et al., 2018; 7) Huerta et al., 2015; 8) Košir et al., 2004.

#### 1.2.4. Isótopos estables de C y O en caliches



La firma isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  los carbonatos pedogénicos formados a una profundidad mayor de 30 cm es controlada por la composición isotópica del  $\text{CO}_2$  (Cerling, 1984; Quade et al., 1989). La composición isotópica del  $\text{CO}_2$  es, a su vez, controlada por la abundancia relativa de plantas  $\text{C}_4+\text{CAM}$  y  $\text{C}_3$ . Debido a la discriminación isotópica por las rutas fotosintéticas, el  $\delta^{13}\text{C}$  de  $\text{CO}_2$ , las especies de plantas  $\text{C}_3$  como árboles, la mayoría de los arbustos y pastos de temporadas frías tienen valores promedio de  $-27\text{‰}$  diferente del de las especies  $\text{C}_4$  que muestran un promedio de  $-13\text{‰}$  (Cerling et al., 1997). En el suelo se producen discriminaciones isotópicas adicionales por la difusión de  $\text{CO}_2$  ( $+4.4\text{‰}$ ) y la precipitación de carbonato ( $+11\text{‰}$ ). En consecuencia, las firmas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  en los carbonatos pedogénicos están enriquecidas en aproximadamente  $15\text{‰}$  en comparación con el  $\text{CO}_2$  respirado. Los valores son aproximadamente  $-12\text{‰}$  bajo una total cobertura vegetal de plantas  $\text{C}_3$  y  $+2\text{‰}$  bajo tipo  $\text{C}_4$  (Fig. 5).



**Fig. 5.** Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en carbonatos pedogénicos y su relación con la cobertura vegetal (el fraccionamiento del  $^{13}\text{C}$  está representado en por líneas discontinuas) (modificado de Zamanian et al., 2016).

La firma isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  en los caliches es controlada por la composición isotópica del agua del suelo, que está relacionada con la composición isotópica del agua meteórica (Cerling, 1984). La composición isotópica del agua de lluvia varía con las tasas de evaporación. Un aumento de la evaporación conduce al agotamiento del  $\delta^{18}\text{O}$  (Liu et al., 1996, Zhou y Chafetz, 2010). Como la tasa de evaporación depende de la temperatura, la composición isotópica del agua meteórica está marcada por la temperatura media anual del aire (Cerling, 1984; Hsieh, 1998). En zonas áridas los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de los caliches no son menores de -5‰ (Talma y Netterberg, 1983). El  $\delta^{18}\text{O}$  en el agua de lluvia y carbonatos pedogénicos decrece sistemáticamente con el aumento de la altitud (Quade et al., 1989).

### *1.3. Carbonatos palustres*

#### *1.3.1. Carbonatos palustres, conceptos generales*

Los carbonatos palustres muestran características del depósito lacustre como organismos y rasgos sedimentarios, pero también características generadas por transformaciones posteriores como presencia de huellas de raíces, grietas de desecación, y remobilización pedogénica (Freytet, 1973).

Los ambientes donde es posible encontrar estos carbonatos son lagos con bajo gradiente y márgenes de baja energía, estanques aislados efímeros y superficies mareales (Platt y Wright, 1991; Sanz et al., 1995).

Los carbonatos palustres presentan características variadas. Por su morfología pueden ser calizas nodulares y brecciadas, calizas moteadas, calizas con cavidades verticales de raíces, pseudo/microkarst y calizas peloides y/o intraclásticas (Alonso-Zarza, 2003).

Las calizas nodulares y brecciadas consisten en nódulos irregulares de micrita en la escala de los centímetros embebidos en una matriz arcillosa blanda o también son nódulos que pueden estar separados por grietas vacías o llenas con cristales de

microesparita o esparita. La morfología de los nódulos varía de relativamente circulares a angulares formando una breccia (Freytet, 1973).

Las calizas moteadas presentan una matriz micrítica con escasa presencia de granos detríticos y restos fósiles. Estas calizas presentan un patrón moteado en colores amarillo, rojo y naranja. Las áreas moteadas pueden estar rodeadas por grietas de desecación circum-granulares o irregulares (Alonso-Zarza, 2003). Este tipo de carbonato palustre indica la removilización de Fe dado por cambios en el Eh del agua subterránea cuando el nivel de la tabla de agua oscila (Freytet, 1973). La presencia de nódulos de Fe, concreciones o costras de este metal en las calizas moteadas indican también removilización de Fe (Freytet y Plaziat, 1982).

Las calizas con cavidades de raíces verticales están compuestas por micrita y biomicrita con conchas de gasterópodos, carofitas, ostrácodos, grietas de desecación y estructuras fenestrales y alveolares. Las cavidades de raíces son irregulares y tienen un tamaño entre los centímetros y decímetros. También pueden estar vacías o llenas de restos de matriz micrítica, peloides de microesparita, intraclastos, bioclastos y cemento esparítico (Alonso-Zarza, 2003).

El pseudo-microkarst se refiere a calizas con cavidades parecidas a las presentes en el sistema kárstico, pero son de pequeña escala y provocadas por la actividad de raíces y desecación (Plaziat and Freytet, 1978).

Las calizas peloidales y/o intraclásticas son muy características de los ambientes palustres y están formadas por dos tipos de granos de carbonatos. Los peloides son granos relativamente redondeados con láminas micríticas irregulares y pueden incluir arcilla, pseudoesparita y granos de micrita. Los intraclastos consisten en micrita con escasos fragmentos de fósiles. Estos granos están comúnmente cementados por mosaicos de calcita (Wright, 1986).

### *1.3.2. Control ambiental*

El clima, la eustasia y el tectonismo son los principales mecanismos que intervienen en los ambientes deposicionales de los carbonatos palustres sobre todo sobre aquellos que se forman en depósitos mareales (peritidales) y en lagos costeros (Alonso-Zarza, 2003).

### *1.3.2.1. Clima*

La formación de carbonatos palustres es favorecida por climas semiáridos y semi-húmedos con marcada estacionalidad (Platt and Wright, 1991). En climas subhúmedos los carbonatos palustres presentan mayor contenido de materia orgánica (Alonso-Zarza et al., 2000). En los climas semi-áridos es más frecuente encontrar calizas palustres tipo pseudokarst sin materia orgánica preservada y en un clima árido tendremos el desarrollo de nódulos evaporíticos en los carbonatos palustres (Sanz et al., 1995).

El clima también afecta la tasa de precipitación de los carbonatos palustres, la temperatura influye en la producción de carbonato biogénico asociado a la acción microbial y a la fotosíntesis algal (Platt y Wright, 1991) y algunos carbonatos precipitan como resultado de mecanismos inorgánicos que son provocados por cambios en la temperatura diaria y estacional (Kelts y Hsü, 1978).

### *1.3.2.2. Tectonismo*

El tectonismo es responsable de generar el espacio donde se depositan los carbonatos palustres, que requiere cuerpos de agua poco profundos en depresiones relativamente planas. Es posible que el sistema se encuentre con una baja actividad aluvial/fluvial que permite que los cuerpos de agua permanezcan por largos períodos y se desarrollen secuencias palustres verticales. En este caso, se tendría una baja actividad tectónica. En el caso que los sistemas aluviales-fluviales ocasionalmente alcancen los cuerpos de agua, las secuencias palustres estarán intercaladas con depósitos aluviales clásticos (Sanz et al., 1995).

### *1.3.2.3. Fuentes de Ca<sup>2+</sup>*

Muchas secuencias de carbonatos palustres se forman en cuencas rodeadas de rocas carbonatadas, pero esto no es un prerrequisito para su formación (Alonso-Zarza et al., 1992a). También el intemperismo de rocas volcánicas calci-alcalinas favorece la producción de calcita en una tasa moderada (Valero-Garcés, 1992).

#### *1.3.2.4. Mecanismo de abastecimiento de agua*

El origen y la química del agua que intervienen en la formación de los carbonatos palustres son importantes porque les transmiten algunas de sus características. Las principales fuentes de agua son las superficiales y las subterráneas (Gierlowski-Kordesch, 1998). Si un lago es abastecido fundamentalmente por agua meteórica, los carbonatos precipitados son usualmente de calcita; en el caso de que el lago sea abastecido por agua subterránea la mineralogía de los carbonatos palustres va a estar relacionada con la composición del agua (Arakel y McConchie, 1982).

El desarrollo de facies de carbonatos palustres es muy sensible a los cambios en el régimen hidrológico y, en consecuencia, a las variaciones en la precipitación o en los niveles de agua subterránea. Las facies ricas en materia orgánica, por ejemplo, tienen más probabilidades de conservarse en climas semihúmedos que en climas semiáridos. Alternativamente, los climas más secos causarán una desecación más intensa, con carbonatos brechados y peloidales, así como desarrollo de superficies de microkarst y, con una mayor aridez se da la formación de evaporitas (Platt y Wright, 1992; Alonso-Zarza et al., 1992; Alonso-Zarza, 2003).

#### *1.3.2.5. Diagénesis*

Los procesos de diagénesis en ambientes palustres son dirigidos por la pedogénesis y por el agua subterránea y son los siguientes:

(1) Cementación en ambientes freáticos y vadosos asociada al agua meteórica generándose carbonatos palustres en los que se observan diferentes fases de calcita de bajo  $Mg^{2+}$  indicando la oscilación de la tabla de agua (Valero Garcés y Gisbert, 1992). Los cementos vadosos son comúnmente aciculares, pendants y meniscos; mientras que los cementos freáticos son cristales gruesos de calcita.

(2) Estabilización mineralógica y recristalización: los carbonatos palustres se endurecen como resultado de la estabilización mineralógica y el neoformismo de los lodos lacustres iniciales (Wright et al., 1997). Las texturas comunes que se observan son pseudo-esparíticas y microesparíticas y forman parches irregulares (Valero Garcés y Gisbert, 1992).

(3) La karstificación puede ser un proceso de diagénesis temprana o tardía (relacionado con procesos superficiales o pedogénicos) que ocurre cuando las aguas meteóricas que infiltran los carbonatos lacustres están subsaturadas respecto a la calcita.

(4) La dolomitización es común en procesos de diagénesis temprana. En estos ambientes de lagos poco profundos, la dolomitización es el resultado de una evaporación intensa por bombeo de agua a través de las marismas o márgenes lacustres durante los períodos de exposición incrementando la relación Mg/Ca (Wells 1983; Arenas et al., 1999).

### *1.3.3. Isótopos estables de C y O en carbonatos palustres*

Los valores de isótopos estables de C y O en carbonatos palustre es usado para interpretar condiciones climáticas, tipo de vegetación, hidrología, química del agua lacustre y la influencia de procesos diagenético y pedogénicos, pero no son fáciles de interpretar por la mezcla de procesos que se dan en estos ambientes deposicionales. El  $\delta^{13}\text{C}$  está controlado fundamentalmente por factores biogénicos, es así como se tienen carbonatos enriquecidos en  $^{12}\text{C}$  cuando hay altas tasas de productividad orgánica en el lago (McKenzie, 1985; Talbot y Kelts, 1990).

El  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos lacustres refleja la composición del agua del lago que depende de la composición isotópica del agua de lluvia, de los flujos de agua subterránea, de los cambios de las fuentes de agua y la evaporación (Valero Garcés y Kelts, 1997).

Varios estudios han encontrado que la composición isotópica de los carbonatos palustres es intermedia entre la de los carbonatos lacustres y los carbonatos pedogénicos. Isotópicamente los carbonatos palustres son típicamente más livianos que los carbonatos lacustres de los que se derivan, debido a la modificación pedogénica; el origen lacustre de los sedimentos hace que los carbonatos palustres sean isotópicamente más pesados que los carbonatos pedogénicos que se forman lateralmente (Platt, 1989; Arenas et al., 1997; Tanner, 2000).

Debido a que muchos carbonatos palustres parecen estar depositados en entornos lacustres marginales o lacustres efímeros, las secuencias estratigráficas que

contienen carbonatos lacustres y palustres pueden interpretarse como el registro de fluctuaciones en el nivel del lago (Tanner, 2000).

#### *1.4. Paleoclima del Cuaternario*

Las oscilaciones climáticas del Cuaternario han sido objeto de intensos estudios debido a la evidencia en registros terrestres, marinos y núcleos de hielo. De acuerdo con ésta, se ha establecido que el clima global varía en ciclos que van de condiciones cálidas (interglaciales) a frías (glaciales); con una subdivisión adicional en estadales e interestadales (Riser, 2001). La subdivisión en etapas glaciales e interglaciales para el registro estratigráfico de las áreas terrestres del hemisferio norte ha sido extremadamente difícil. Por lo tanto, se ha comenzado a usar un sistema basado en el registro marino de isótopos de oxígeno. La señal isotópica marina está controlada principalmente por el volumen global de hielo terrestre, y las fluctuaciones en la señal isotópica se pueden considerar como un registro de las fluctuaciones glaciales e interglaciales. Contando desde la más reciente, a cada etapa se le ha dado un número, los números pares reflejan estadios glaciares / fríos o estadales, mientras que los números impares denotan fases interglaciales / cálidas o interestadales. El registro de oxígeno en aguas profundas es global y, por lo tanto, geográficamente consistente. Durante los últimos 800,000 años ha habido alrededor de diez etapas interglaciales y diez glaciales, mientras que durante los últimos 2.5 millones de años el número total de etapas isotópicas excede las 100, lo que corresponde a entre 30 y 50 ciclos glaciales / interglaciales (Ruddiman y Kutzbach, 1989).

##### *1.4.1. Paleoclima del Cuaternario en la región del Caribe*

Los principales estudios de la región del Caribe parten cronológicamente de la última etapa interglacial (Etapa Isotópica Marina 5e). Los cambios en el nivel del mar son unos de los principales registros relacionados con cambios climáticos en la región. Por ejemplo, el nivel del mar durante el último interglacial, por encima o por debajo del nivel del mar actual, se han atribuido a diferencias en los volúmenes de hielo polares en comparación con los actuales, el movimiento tectónico vertical, la

respuesta isostática residual, descargas de hielo, o una combinación de estos procesos dependiendo de la localidad (Dutton y Lamberck, 2012). En el Caribe uno de los arrecifes más estudiados es el de Barbados cuyo espesor alcanza 17 m y está compuesto por colonias de *A. palmata* (Blanchon y Eisenhauer, 2001). Este desarrollo lo vincularon a la respuesta del aumento del nivel del mar, entre 14 y 20 m. La única edad que se determinó para este objeto fue de 129 000 años (en el área central) indicando que una parte significativa del desarrollo arrecifal fue anterior al máximo de insolación. Por su parte, los estudios en los arrecifes de Florida y Yucatán muestran una extensa etapa de desarrollo que alcanzó +3 m y consiste en unidades con incrustaciones intermareales. Según estos registros, se estima que la duración del último interglacial fue entre 136 000 y 115 000 años (Blanchon et al., 2009). En los arrecifes de Bahamas, estudios para el último interglacial reportan un aumento sostenido del nivel del mar para esta etapa (Thompson et al., 2011)

Otra de los registros más estudiados en la región del Caribe son los sedimentos de la cuenca del Cariaco (cuenca marina anóxica en la costa norte de Venezuela), cuya cronología abarca la transición Pleistoceno-Holoceno con un registro detallado del Holoceno. La particularidad de la cuenca del Cariaco como un archivo de climas pasados es que por su posición acumula sedimentos tanto de origen terrestre como marino. Las reconstrucciones paleoclimáticas de la cuenca del Cariaco se basan en análisis mineralógicos de sedimentos e isótopos estables en foraminíferos. Se debe mencionar que las precipitaciones en esta región se han asociado a la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), de manera que el aumento de precipitación, que conlleva a una mayor abundancia en los sedimentos ricos en Fe y Ti, se relacionan con una posición más al norte de la ZCIT, mientras que las etapas secas con una posición más al sur (Haug et al. 2001). Durante el Último Máximo Glacial, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en foraminíferos reflejan el enfriamiento de las aguas superficiales sobre la cuenca Cariaco, hasta en 4°C (Lin et al. 1997).

A grandes rasgos, regionalmente, notamos que hacia el Pleistoceno Tardío (~129 000 años) se presentaron condiciones cálidas y niveles altos en el nivel del mar. Posteriormente esta tendencia es interrumpida y se manifiestan condiciones frías y disminución de la temperatura superficial del mar durante el último glacial. En cuanto al Holoceno (últimos 11,700 años) es un período en general cálido con fluctuaciones climáticas de corta duración.



#### 1.4.2. Características del Paleoclima Cuaternario en la Península de Yucatán

Los estudios de reconstrucción paleoclimática en la Península de Yucatán están basados en sedimentos lacustres, espeleotemas, corales y en menor medida paleosuelos; siendo más abundantes los enfocados en el marco cronológico del Holoceno (Fig. 6, Anexo I).

Mueller y colaboradores (2010) en estudios de sedimentos del lago Petén Itzá reportan, para la etapa entre 200 000 y 85 000 años AP, reportan la presencia un régimen de sedimentos dominado por la sedimentación detrítica en un clima relativamente húmedo. Según los análisis realizados por Blanchon (2009) en corales, durante el Pleistoceno Tardío se registra un aumento de 2 a 3 m en el nivel del mar evidenciado por la desaparición de la cresta del arrecife a +3 m y el retroceso a +6 m (~112 000 años AP). Este aumento del nivel del mar indica un aumento de la temperatura para el último interglacial en la región. Otro registro enmarcado en el Pleistoceno tardío es el registro sedimentario del Lago Petén Itzá (núcleo de 75.9 m) que abarca los últimos 85 000 años AP (Hodell et al. 2008). Entre los 85 000 a 48 000 años AP, los sedimentos fueron dominados por arcilla carbonatada que indica humedad durante las Etapas Isotópicas Marinas (MIS) 5a, 4 y principios de la 3. Durante la última parte de MIS 3 (48 000 -23 000 años AP), los sedimentos del lago Petén Itzá registran ciclos de escala milenaria, secos y húmedos que se correlacionan con las etapas estadal-interstadial (eventos Dansgaard-Oeschger: D-O) en Groenlandia. Estudios polínicos para el período entre 60 000 y 47 000 en el mismo lago indican la presencia de un paisaje dominado por savanas de *Pinnus* (Correa-Metrío et al., 2012a). Para el período entre aproximadamente 47 000 y 19 200 años AP hay evidencias polínicas en el lago Petén Itzá de un paisaje dominado por bosques méxicos (Correa-Metrío et al., 2012a) y Leyden (2002) comenta que, en el Petén, los análisis también de polen sugieren que el clima era menos húmedo y la temperatura entre 4.7- 6.58°C más fría que el clima actual. Entre los 23 000 y 18 000 años AP hay evidencias de condiciones frías-húmedas, cambiando a áridas entre 18 000 a 14 700 años AP, lo cual incluye el evento Heinrich 1. Medina-Elizalde y colaboradores (2017), en la Reserva Natural Río Secreto, reconstruyen la variabilidad de la precipitación en la región como respuesta a los eventos D-O, por medio de una

estalagmita de 87 cm, cuya resolución es de  $3.4 \pm 1.3$  años entre 26 500 y 24 600 años AP; y de  $16 \pm 6.7$  años entre 24 600 y 23 200 años AP. Este registro indica una transición entre condiciones húmedas a secas. La tendencia hacia condiciones secas comenzó hace  $\sim 24\ 500$  años AP terminando a los  $\sim 23\ 200$  años AP.

La transición entre el Pleistoceno y el Holoceno en la Península de Yucatán se vio marcada por el desarrollo abrupto de bosques húmedos templados que dominaron aproximadamente 7,000 años AP; estas evidencias están basadas fundamentalmente en los registros lacustres (Leyden, 2002; Carrillo-Bastos et ál., 2010). Específicamente en el período entre 12 800 y 10 400 años AP, hay un establecimiento de condiciones secas registradas en el lago Petén Itzá que se asocia al inicio del Younger-Dryas (Hodell et al., 2008). Desde el año 10 860 hasta el 9625 AP los estudios polínicos en los lagos Salpeten y Quexil afirman la persistencia de flora glacial (Leyden, 2002). Los análisis de  $\delta^{18}\text{O}$  en conchas de gasterópodos realizados en el Lago Puerto Arturo indican valores ligeros para esta etapa apuntando también a condiciones de humedad (Wahl et al.; 2014) a los 8700 años AP. Estudios de registros polínicos en el Lago Tzib (importante por su localización geográfica bajo la influencia directa de la ZCIT) mostró que la vegetación durante el Holoceno temprano estaba compuesta por bosques de estatura baja a mediana a los  $\sim 7900$  años AP (Carrillo-Bastos et ál., 2010).

El Holoceno Medio se caracterizó por la transición hacia condiciones más secas que las del Holoceno Temprano (Leyden, 1998). Entre los años 4095-3930 años AP (transición entre Holoceno Medio a Holoceno Tardío) los registros sedimentarios localizados en Los Petenes muestran bajos valores de carbono orgánico y alta representación de *Ficus sp* y *Fabaceae*; plantas tolerantes a la perturbación y condiciones de menor humedad en los sedimentos muestreados (Gutiérrez-Ayala et al.; 2012). En el Lago Puerto Arturo los registros polínicos a los 4600 años AP indican un decrecimiento de la cubierta de bosque (Walh et al., 2006). En los sedimentos lacustres del Petén pudo notarse un aumento la deposición de carbón y la presencia de polen agrícola como evidencias de períodos de perturbación cultural (Leyden, 2002) para esta etapa.

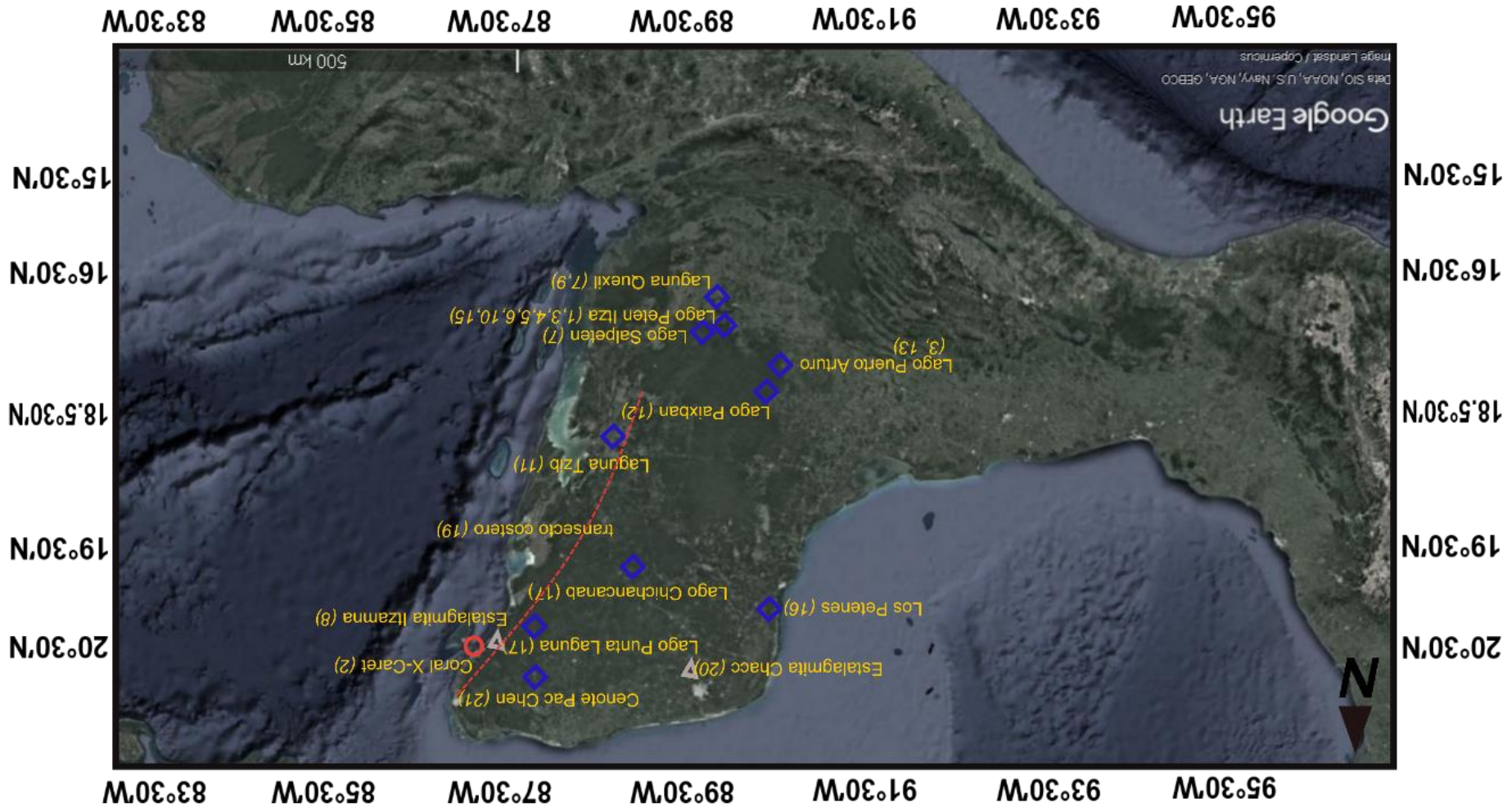
El Holoceno tardío es la etapa más estudiada en la Península de Yucatán en cuanto a reconstrucción paleoclimática y a la intervención antrópica en el paisaje. En el período entre 3310 y 1785 años AP análisis de firmas isotópicas de oxígeno en

gasterópodos del lago Punta Laguna sugieren condiciones relativamente húmedas (valores promedios bajos) (Curtis et al.; 1996). También apuntan a la presencia de agricultura los registros de polen del Lago Peixban donde se observó polen tipo *Zea* a partir de los 3500 años AP (Wahl et al., 2016). En el lago Tzib, alrededor del 3500 año AP se observó un registro de *Zea mays*, junto con una vegetación que indica el impacto humano en la región y a la 3000 cal AP hay indicadores isotópicos de aumento de la precipitación y presencia de polen de bosque de estatura media (Carrillo-Bastos, et al.; 2010). Por otra parte, esta misma etapa del Holoceno (3400 y 2900 años AP) el análisis polínico de sedimentos en Los Petenes muestra una disminución de la taxa de selva asociada con condiciones húmedas (Gutiérrez-Ayala et al.; 2012). Estudios de paleosuelos ubicados en las terrazas del Río Usumacinta para ~ 3000 años AP sugieren para esta etapa un clima marcado por la estacionalidad, que queda evidenciado por desarrollo de suelos de tipo Vertisol y firmas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  de plantas C<sub>4</sub> y CAM (más resistentes a condiciones de sequía (Solís-Castillo et al.; 2012). Los análisis polínicos de un núcleo de sedimento de la costa del Mar Caribe indican para la etapa entre 2500 años AP y 1500 años AP la presencia de vegetación de manglar (período relativamente húmedo) (Islebe y Sánchez; 2002).

Para ~1750 años AP los registros del Lago Tzib indican una etapa seca que coincide con el abandono del Preclásico y hacia el ~1200 años AP se observa un pico seco (Período Clásico Terminal) (Carrillo-Bastos, et al.; 2010). Coincidiendo con el registro anterior los análisis polínicos de sedimentos del Mar Caribe también indican hacia ~1250 años AP una afectación del ecosistema de manglar debido a condiciones más secas (Islebe y Sánchez; 2002). El Período Clásico Terminal (PCT) ha sido analizado en mayor detalle. Entre los estudios más representativos para este período está el del Lago Chicancanab donde se intercalan en los sedimentos estratos donde encontramos yeso precipitado y otros ricos en materia orgánica; en los mismos se realizaron estudios de densidad. En este artículo se analiza la sequía del Clásico Maya que se estima entre 770 y 1100 años DC separada en dos etapas: del 770 al 870 y entre 920 y 1100 años DC (Hodell et al., 2005a). En el Lago Punta Laguna sugieren una sequía de 50 años entre el 834 y el 884 (Curtis et al., 1996). Un registro de mayor resolución para esta etapa es el espeleotema Chaac y revela 8 sequías severas entre el 800 y el 950 con duraciones entre 3 y 18 años; demostrando una mayor

complejidad en cuanto al deterioro de la estabilidad de la cultura maya por la influencia de las variaciones en el régimen de precipitaciones (Medina-Elizalde et al., 2010). Podríamos resumir que para el último interglacial (121 ka AP), el nivel del mar aumentó rápidamente (entre 4-6 m). La transición Pleistoceno-Holoceno estuvo caracterizado por la presencia de bosques húmedos tropicales y el Holoceno Medio denotó una transición hacia condiciones más secas. Finalmente, los cambios climáticos en el Holoceno, con múltiples etapas de humedad-sequía posiblemente fueron determinantes en la desaparición de la cultura maya.

En la tabla del **Anexo I** se muestra un resumen de los principales estudios paleoambientales del Cuaternario tardío para la Península de Yucatán. A continuación, aparece un mapa con la localización de los principales sitios en los que se han realizado estudios paleoclimáticos en esta región.



**Fig. 6.** Mapa con la localización de los principales sitios de estudios paleoclimáticos en el área de la Península de Yucatán (los rombos azules indican registros lacustres, círculo rojo indica registro de coral, y triángulos blancos registro de espeleotemas y la línea discontinua estudios polínicos en sedimentos realizados en el transecto costero. Las referencias utilizadas en el mapa son las siguientes: (1) Mueller et al., 2010, (2) Blanchon et al., 2009, (3) Wahl et al., 2006, (4) Correa-Metrio et al., 2012a, (5) Correa-Metrio et al., 2012b, (6) Hodell et al., 2008, (7) Leyden et al., 2002, (8) Medina-Elizalde et al., 2017, (9) Leyden et al., 1993, (10) Hodell et al., 2012, (11) Carrillo-Bastos et al., 2010, (12) Wahl et al., 2016, (13) Wahl et al., 2014, (14) Serrato-Marks et al., 2020, (15) Mueller et al., 2009, (16) Gutiérrez-Ayala et al., 2012, (17) Curtis et al., 1996, (19) Islebe y Sánchez et al., 2002, (20) Medina-Elizalde et al., 2010, (21) Krywy-Janzen et al., 2018.

## Capítulo 2. Área de Estudio

---

### *2.1. Área de estudio*

En esta investigación se analizaron un total de 8 perfiles ubicados en afloramientos costeros del corredor Cancún-Tulum del estado de Quintana Roo, y en varias regiones de la isla Cozumel (Fig. 7). Los perfiles analizados en la Península de Yucatán son Cantera Delta, Cantera Cuatro, Playa del Carmen y Katerpillar. En Cozumel los perfiles estudiados son Aerolito, El Jabalí, Cantera Payo y Cantera Transversal.

A continuación, se describen las características geológicas, climáticas, topográficas e hidrográficas del área de estudio, así como los tipos de suelo y la vegetación presente.

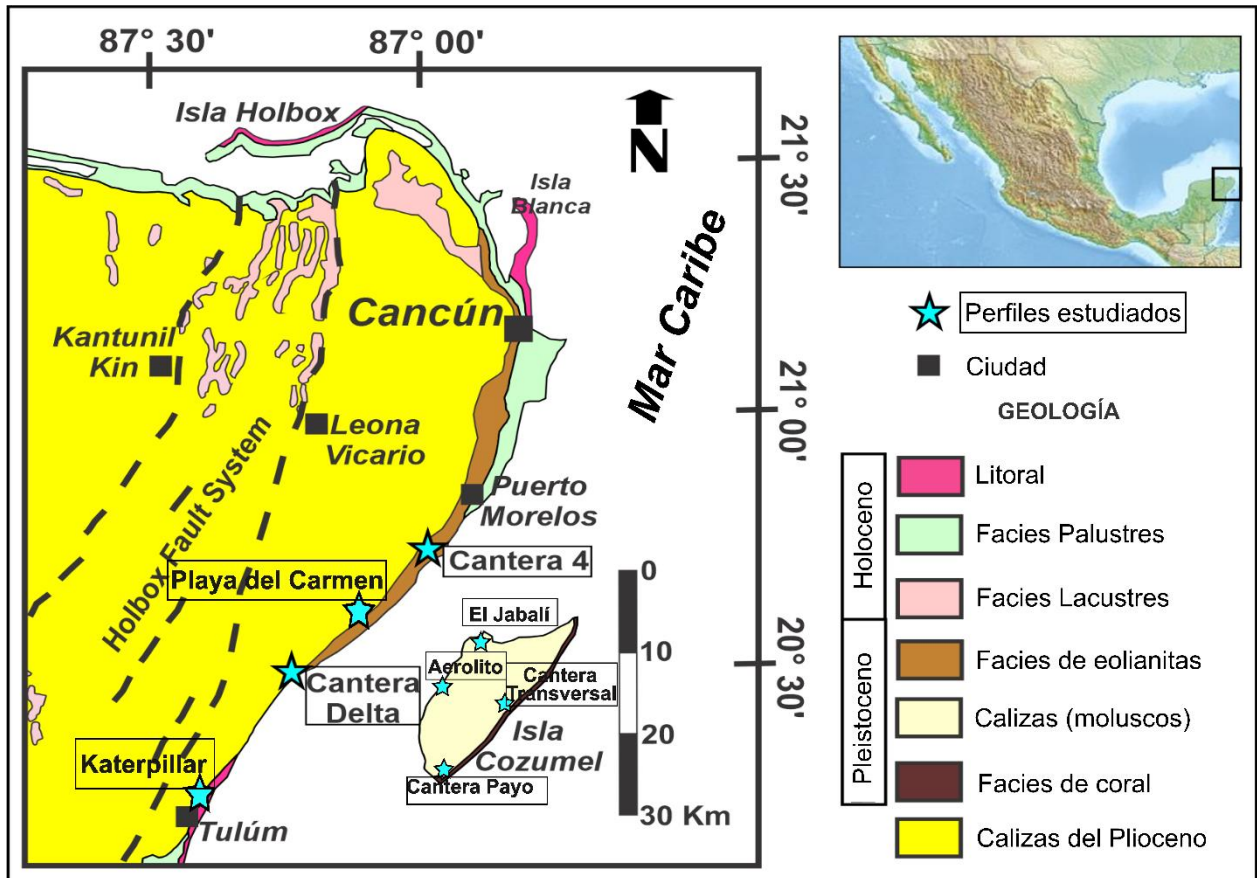
#### *2.1.1. Geología de la Península de Yucatán y Cozumel*

La Península de Yucatán es una plataforma carbonatada que tiene una extensión de 300 000 km<sup>2</sup> y se mantuvo por debajo del nivel del mar durante el Cretácico. Está constituida por una secuencia sedimentaria relativamente gruesa que recubre un basamento cristalino Paleozoico. Durante el Cretácico Tardío, la plataforma comenzó a elevarse y emergió completamente durante el Pleistoceno-Holoceno Temprano.

Los depósitos son más antiguos en el centro de la península (Sierrita de Tikul) y más jóvenes hacia la costa debido a las oscilaciones del nivel del mar durante el Terciario y el Cuaternario, generando facies con características de plataforma somera (López, 1973; Weidie, 1985). Las rocas terciarias (Mioceno-Plioceno) pertenecen, principalmente, a la Formación Carrillo Puerto (Butterlin y Bonet, 1974). Los depósitos del Cuaternario se localizan en una franja costera que tiene un promedio de 10 km de ancho. Los sedimentos carbonatados se localizan en las márgenes litorales y son depósitos de ambientes eólicos-costeros (Ward y Wilson, 1974) (Fig. 7).

La cronología de los depósitos del Cuaternario está basada en fechamientos de <sup>14</sup>C en conchas de organismos colectadas en eolianitas de afloramientos costeros de

Quintana Roo y de U/Th en corales (Ward, 1970; 1975; Ward y Wilson 1974; Lockus y Ward, 2001).

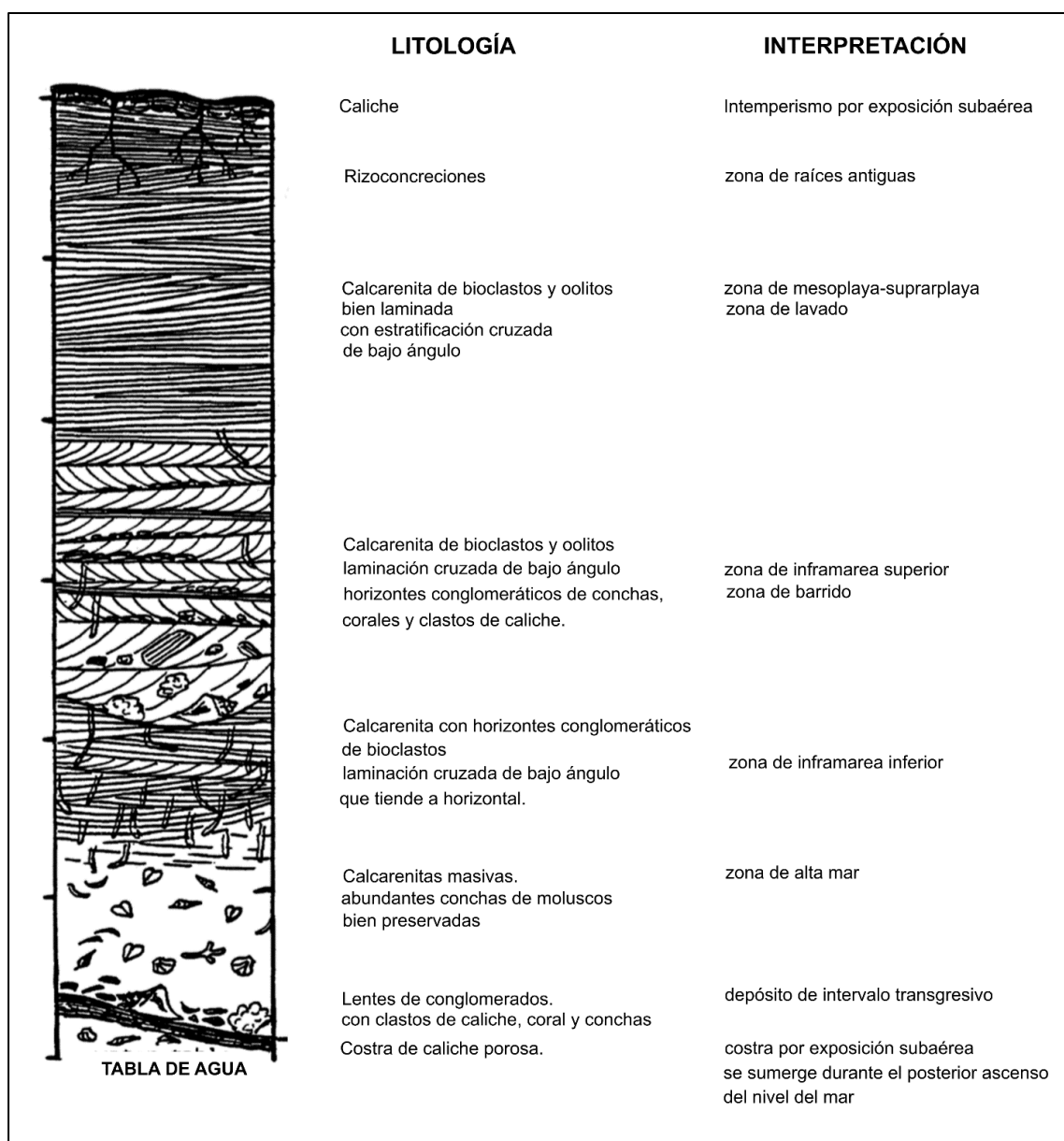


**Fig. 7.** Mapa Geológico del área de estudio, con la localización de los perfiles analizados (mapa realizado por Héctor Cabadas Báez, Valera-Fernández, 2020b).

Al este de la Península de Yucatán, Lauderdale et al. (1979) definieron tres unidades de carbonatos del Pleistoceno. Las unidades constan de varias facies asociadas con cambios en el nivel del mar durante las etapas glaciales e interglaciales. Cada unidad está separada por un caliche, acumulado en su parte superior, lo que sugiere su formación durante niveles bajos del mar; las edades de cada nivel son inciertas (Lauderdale et al., 1979). Se supone que la unidad inferior oscila entre 800 y 200 ka, según la edad U/Th de los corales, mientras que la unidad más joven se desarrolló durante el Pleistoceno tardío (Ward, 1985). Según Ward (1985), la unidad más joven consiste en depósitos con las siguientes estructuras sedimentarias típicas (de la base a la parte superior): (a) laminación cruzada de ángulo bajo con evidencia de



depósitos de tormenta retrabajados, dominados por Halimeda (algas verdes) y fósiles de moluscos; (b) una unidad intermedia con laminación cruzada de alto ángulo (multidireccional), compuesta principalmente de un grainstone oolítico y rudstone con Halimeda y moluscos; (c) una unidad superior con laminación paralela compuesta de caliza grainstone con ooides bien clasificados, cubierta por una gruesa capa de calcita subyaciendo a un Leptosol rendzico (Fig. 8).



**Fig. 8.** Columna estratigráfica propuesta por Ward (1985) para los depósitos de carbonatos del Pleistoceno-Superior al Holoceno en la costa noreste de Quintana Roo, Península de Yucatán.

Con el aumento del nivel del mar en el Holoceno, las crestas eólicas se erosionaron e inundaron en parte. Las islas en la costa de la Península de Yucatán: Contoy, Mujeres y Cancún son, en gran parte, restos de dunas litorales del Pleistoceno. La posición y la alineación de Isla Blanca sugieren que también está sustentada por una cresta de duna del Pleistoceno.

La isla de Cozumel es una isla carbonatada de 540 km<sup>2</sup> (36 km de largo y 15 km de ancho, ubicada a 17.5 km de la costa noreste de la península de Yucatán, en el Mar Caribe (Uchupi, 1973). La isla comparte gran similitud con la geología de la península de Yucatán, la cual se caracteriza por ser una plataforma carbonatada-evaporítica que adquiere su configuración actual a finales del Plioceno y principios del Cuaternario (López-Ramos, 1983).

Al igual que en la Península de Yucatán, las rocas pertenecen, principalmente, a la Formación Carrillo Puerto (Butterlin y Bonet, 1974). La isla está separada del continente por el Canal de Cozumel, que tiene aproximadamente 450 metros de profundidad.

Durante el Pleistoceno Tardío, los depósitos de calizas de la Isla Cozumel registran dos periodos inmersión y dos periodos de exposición delimitados por dos niveles de caliches identificados como “Caliche I” y “Caliche II” (Spaw, 1978). Se estima que los sedimentos que están bajo el Caliche I se depositaron posiblemente durante el MIS 7 (Spaw, 1978). Sobre el Caliche I se fecharon corales pertenecientes a facies arrecifales someras obteniéndose una edad de  $122 \pm 26$  ky (Szabo, 1978). El período entre el MIS 4 y el MIS 2 se asocia un descenso del nivel del mar y al desarrollo del Caliche II (Spaw, 1978) sobre el que se depositaron calizas arrecifales. Los depósitos holocénicos de la isla comprenden depósitos de playa, eolianitas y manchones de arrecifes.

Las calizas poco profundas marinas y subaeriales en la costa noreste de la Península de Yucatán y la isla de Cozumel son similares en elevación, sedimentología, estratigrafía y edad (Ward 1975, 1997; Spaw, 1978; Szabo et al., 1978; Ward y Brady, 1979; Ward 1985). (Fig. 9).

|                    | EIM*      | Edad (U/Th)**<br>(Szabo, 1978) | <i>Isla de cresta-eólica</i><br>(Ward, 1975) | <i>Cozumel</i><br>(Spaw 1978)               | <i>Coas Costa itán</i><br>(Ward y Brady, 1979,<br>Ward, 1985)                   |                    |
|--------------------|-----------|--------------------------------|--|---|---|--------------------|
| <b>Holoceno</b>    | <b>1</b>  |                                | Eolianita Blanca<br>Eolianite Cancún         | Arrecife de coral<br><br>Depósitos de playa | Arrecife de coral<br>Lodo de laguna<br>Sedimentos de playa<br>Pantano de mangle |                    |
|                    |           |                                | Lodo de laguna<br>Depósitos de playa         |   |   |                    |
| <b>Pleistoceno</b> | <b>2</b>  |                                | Caliche                                      | Caliche II                                  | Caliche   |                    |
|                    | <b>3</b>  |                                |  |   |   |                    |
|                    | <b>4</b>  |                                |  |   |   |                    |
|                    | <b>5</b>  | <b>a</b>                       |  | ? Eolianita Mujeres                         | Eolianite   | Eolianita de Tulum |
|                    |           | <b>b</b>                       |  |   |   |                    |
|                    |           | <b>c</b>                       |  | ? Eolianita Contoy<br>P. Viejo Eolianita    |   |                    |
|                    |           | <b>d</b>                       |  |   |   |                    |
|                    |           | <b>e</b>                       | ~122   |   |   |                    |
|                    | <b>6</b>  |                                |  | Caliche I                                   | Caliche   |                    |
|                    | <b>7?</b> |                                |  | Sub- Caliche I                              | Caliza y Dolimita<br>marina superficial   |                    |

**Fig. 9.** Relación estratigráfica de los depósitos de carbonatos de las islas y costa noreste de la Península de Yucatán (corregida a partir de Ward, 1997).

## 2.2. Relieve de la Península de Yucatán y Cozumel

La Península de Yucatán es una planicie con altitudes en el rango de los 10 a los 50 m y su relieve se encuentra fuertemente influenciado por procesos de karstificación. Lugo y colaboradores (1992) describen la presencia de dolinas que llegan a tener 100 m de diámetro y hasta 30 m de profundidad. Si bien en todo el estado de Quintana Roo se ha cuantificado la presencia de uvalas, dolinas y poljes, son estos últimos los que ocupan el mayor por ciento del terreno (Fragoso-Servón et al., 2014). La región noreste de la Península se caracteriza por la abundancia de poljes con forma

alargadas, pisos planos y paredes empinadas que han alcanzado la profundidad de la capa freática (Tulaczyk, 1993).

En el margen noreste de la Península de Yucatán se observa una planicie estrecha con una altura entre 5 y 10 m y una pendiente suave hacia la costa (Ward y Brady, 1979). En esta planicie se identifican aproximadamente 20 crestas paralelas a la línea de costa moderna con una distancia entre ellas que va de los 50 a 200 m (Ward and Brady, 1979). Fisiográficamente esta área es un ambiente de dunas (Bernard et al., 1959; Psuty, 1967; Curray et al., 1969).

En Cozumel, los procesos kársticos y los procesos costeros son los que influyen principalmente en cómo se moldea el relieve de la isla ya que Cozumel se encuentra en un ambiente tectónicamente estable (Uchupi, 1973, Ward, 1997).

Como parte del desarrollo del exokarst se identificaron dolinas y uvalas con diámetro que varían entre 20 y 125 m y 9 m de profundidad. La densidad máxima de estas formas kársticas se encuentra en la región central de la isla que tiene la mayor elevación (>10 msnm) (Frausto-Martínez et al., 2018).

El relieve costero de la isla se caracteriza por presentar plataformas rocosas y playas de arena (Spaw, 1978). Estudios recientes en la isla describen un relieve costero con formas erosivas como canales, acantilados, plataformas y cuevas, pero también formas acumulativas como playas, bancos de arena, crestas, barras y dunas (Trejo-Pelayo, 2020).

### *2.3. Hidrografía de la Península de Yucatán y Cozumel*

La hidrografía de la Península de Yucatán está marcada por la alta permeabilidad de las rocas carbonatadas de la plataforma y el tipo de relieve plano que hacen que la escorrentía de las aguas superficiales y el drenaje sean prácticamente inexistentes. Sólo al sur de la Península, el Río Usumacinta y sus afluentes fluyen hacia el noroeste con una descarga promedio de agua al océano de 1650 m<sup>3</sup>/s.

El alto grado de fracturamiento de las rocas superficiales, la presencia de un suelo delgado y con buen drenaje y las abundantes precipitaciones han generado en la península el desarrollo de grandes conductos de disolución que en promedio tienen decenas de km de extensión (Bautista et al., 2011). A raíz de lo anterior, la Península

de Yucatán tiene un acuífero kárstico siendo el agua subterránea el único recurso hídrico disponible en la región (Bauer-Gottwein et al., 2011).

Las rutas de flujo preferenciales en el acuífero kárstico de Yucatán ocurren a diferentes escalas y se clasifican en zonas de fractura a escala regional (~ de decenas a cientos de kilómetros), en grandes conductos de disolución (~ de 1 km a decenas de kilómetros) y fracturas de pequeña escala y cavidades de disolución (~ de decenas de metros). El flujo de agua subterránea en los sistemas de conductos es turbulento (Bauer-Gottwein et al., 2011).

El agua subterránea circula de las zonas de mayor precipitación hacia la costa. Existe un gradiente hidráulico muy pequeño ( $7-10 \text{ mm km}^{-1}$  con dirección de sur a norte) (Marín et al., 2004).

El lente de agua dulce que flota sobre el agua salina tiene un espesor que oscila entre 16m a 80 m; siendo mayor en el centro de la península y menor en el área costera (Marín et al., 2004). Gran parte de la PY se ve afectada por la intrusión de agua de mar en el acuífero de agua dulce. Debido a la alta eficacia conductividad hidráulica de las llanuras costeras del Plioceno, las elevaciones del nivel freático del acuífero de agua dulce son bajas.

En la porción norte de la isla Cozumel y en la franja costera oriental se localiza el sistema lagunar más grande de la isla compuesto por 5 lagunas con límites bien definidos (Laguna Ciega, Bahía de la Isla de la Pasión, Laguna Montecristo, Laguna Paso Balem y Laguna Río de la Plata). El acuífero de Cozumel está contenido principalmente en las formaciones Chankanaab y Abrigo y está formado por un gran lente de agua dulce (CNA, 2002). La recarga del acuífero es mayor en la zona central de la isla, y el lente de agua dulce llega a tener entre 15 y 23 m de espesor. El agua fluye desde la zona central de la isla hacia el mar a través del subsuelo de manera radial.

#### *2.4. Clima de la Península de Yucatán y Cozumel*

El clima de la Península de Yucatán es *Aw* según el sistema de clasificación de Köppen, cálido subhúmedo con lluvias de verano. En particular la zona costera presenta el clima más húmedo de la península *Aw<sub>2</sub>* (García, 1973). La temporada

cálido-húmeda se ubica entre los meses de mayo a octubre y la temporada fría-seca es de noviembre a abril. La temperatura media anual es de 28°C, siendo el mes más cálido junio (CNA, 2012).

Si bien en la Península de Yucatán las precipitaciones se encuentran en un rango entre 800 a 1200 mm/año (Vidal-Zepeda, 1989), la costa del Caribe de la Península de Yucatán es la que recibe el máximo de precipitaciones siendo mayor que 1500 mm/año (CONABIO, 2009). La acumulación máxima de precipitaciones ocurre entre los meses de mayo a noviembre coincidiendo con la temporada de huracanes que afecta la península. Los huracanes se originan en el mar Caribe y el Atlántico Africano, y septiembre es el mes con mayor frecuencia e intensidad de éstos en la región, siendo la probabilidad de ocurrencia de 1 huracán cada 3.5 años (Morales, 1993). También las masas de aire son importantes en las precipitaciones de verano en la Península de Yucatán, ya que la masa tropical marina del Golfo de México. La tasa de evapotranspiración, sin embargo, es de 1754 mm/año y supera los valores de precipitación media anual.

El clima de la isla de Cozumel está influenciado por las aguas marinas cálidas y los constantes vientos alisios del este. La isla tiene un clima cálido húmedo moderado, con un pequeño rango anual de temperaturas mensuales medias relativamente altas y un período seco distinguible.

La temperatura de la isla está influenciada por la radiación solar, los cambios en la intensidad de los vientos y la humedad. La temperatura media anual es de 25.5°C con una oscilación durante el año inferior a los 5°C (INEGI, 1984). El período más frío ocurre de diciembre a febrero y el período más cálido ocurre de mayo a septiembre.

La precipitación media anual es de 1505 mm (INEGI, 1984). La estacionalidad en la isla de Cozumel se debe a la irregularidad en la distribución de las precipitaciones durante todo el año. La temporada de lluvias se extiende desde finales de mayo hasta octubre, con dos períodos máximos de lluvia, en junio y en septiembre-octubre y un breve período seco relativo entre julio y agosto. De noviembre a enero, hay un período de lluvia adicional, aunque de menor intensidad relacionado con el establecimiento de frentes fríos del norte.

## 2.5. Vegetación en la Península de Yucatán y Cozumel

Uno de los estudios más detallados sobre el tipo de vegetación en Quintana Roo fue hecho por Miranda (1964) quien identificó tres grandes formaciones vegetales para el área de estudio (Fig. 10): la selva alta, mediana y algunas formaciones menores como tasistales, bucidales y popales. Estos sistemas vegetales son azonales por su deficiencia de drenaje durante gran parte del año (Walter, 1979).

Miranda (1964) menciona que los tipos de bosques tropicales que caracterizan la región son el bosque subdeciduo de baja estatura, semiperennifolio de mediana estatura y el bosque alto (semi) perennifolio. La distribución de estos principales tipos de bosques depende sobre la fisiografía y la tasa de precipitación anual (Miranda, 1964; Rzedowski, 1978).

El bosque semi-perennifolio de mediana estatura es el típico en el estado de Quintana Roo y está presente en zonas donde la precipitación es de 1000 a 1500 mm/año. Este bosque alcanza alturas de copa de hasta 25 m y en su mayoría tiene tres capas bien definidas (Sánchez-Sánchez et al., 2007). Según Miranda (1964), el 25% de los árboles suelta sus hojas durante la estación seca. Árboles típicos de estos bosques de mediana estatura son *Manilkara zapota*, *Brosimum alicastrum*, *Talisia olivaeformis* y miembros de las especies de leguminosas y palmeras como *Coccothrinax readii* y *Thrinax radiata*. (Sánchez e Islebe 1999a, Sánchez e Islebe 2002).

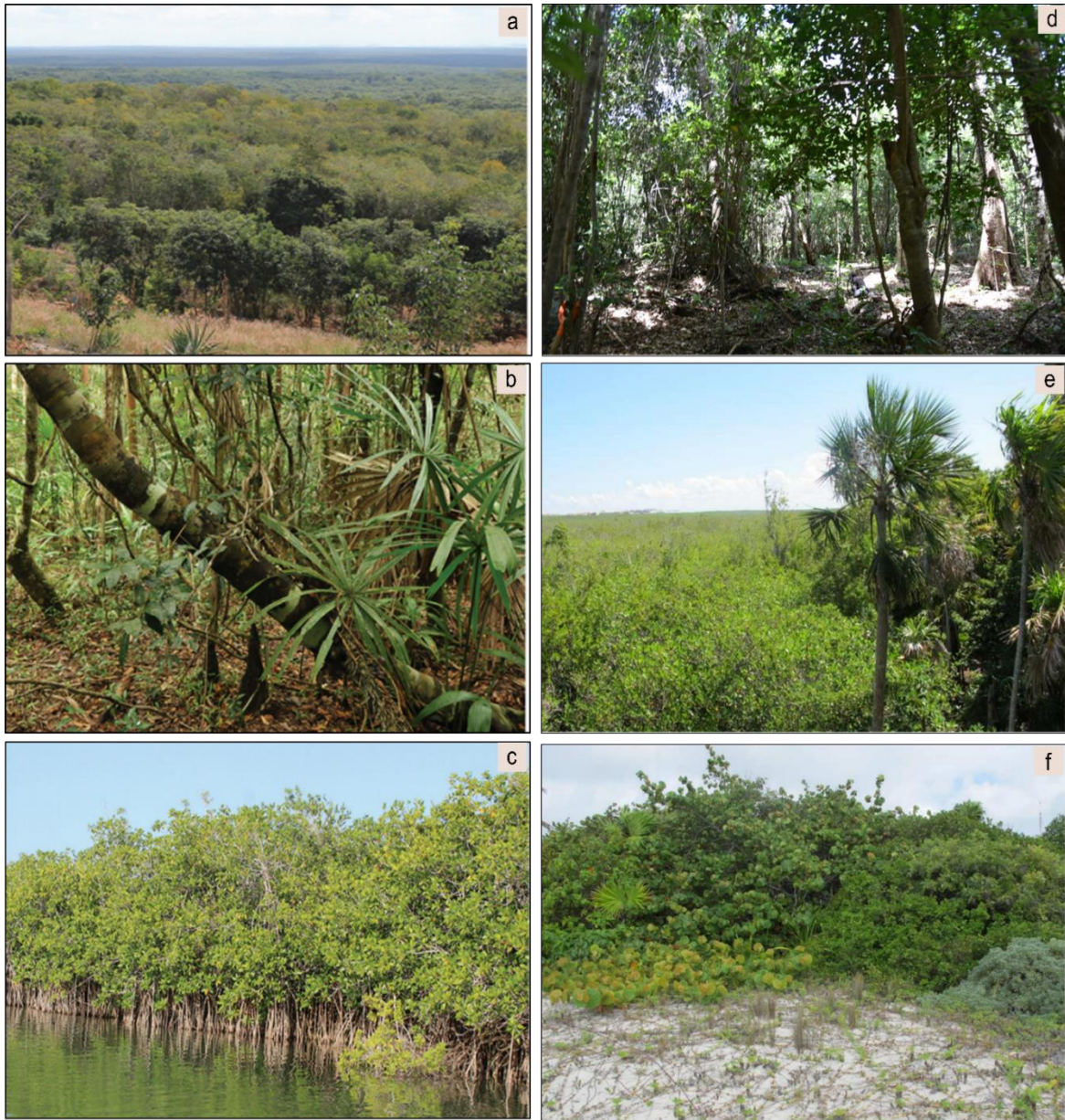
La vegetación de Cozumel es similar a la de la costa noreste de la península (Téllez-Valdés et al., 1989) (Fig. 10). Los principales tipos de vegetación presentes son el bosque tropical semi-caducifolio, bosque tropical bajo y manglar.

El bosque tropical semideciduo es un tipo de vegetación que consta de dos estratos de 8-20 m de altura y un sotobosque herbáceo arbustivo limitado. El estrato arbustivo está mejor definido fisionómicamente y florísticamente hacia el centro de la isla. Este bosque crece en un suelo poco profundo con poca materia orgánica (Téllez-Valdés y Cabrera-Cano, 1987; Téllez-Valdés, et al., 1989). El bosque tropical semi-caducifolio ocupa aproximadamente 286 km<sup>2</sup> de la isla.

El bosque tropical bajo Esta comunidad está compuesto por un estrato arbóreo principal de 8-12 m de altura y un estrato arbustivo, sin un sotobosque herbáceo. Crece en áreas susceptibles a las inundaciones estacionales Este bosque rodea el bosque caducifolio tropical y se encuentra principalmente en el perímetro de la isla y ocupa aproximadamente 63 km<sup>2</sup>.

En la isla de Cozumel los manglares se componen principalmente de elementos arbóreos de 5-10 m de altura caracterizados por una pobre diversidad de especies y dependientes de un ambiente de alta humedad y temperatura, y un suelo rico en materia orgánica que se inunde periódicamente por aguas salobres a salinas. Las comunidades de manglares más importantes de la isla de Cozumel se encuentran en lagunas saladas del norte y sur y ocupan aproximadamente 31 km<sup>2</sup>.





**Fig. 10.** Vegetación de la PY y Cozumel, a) selva baja caducifolia b) selva media perennifolia, c) manglar (fotos de la PY (Duno de Stefano et al., 2018)), d) selva media perennifolia, e) Asociación de manglar y selva mediana subcaducifolia, f) Matorral costero (fotos de la isla Cozumel (Vázquez-González., 2017)).

### *2.6. Suelos de la Península de Yucatán y Cozumel*

Bautista et al., (2011) reportan que en la PY dominan las asociaciones con suelos poco profundos como los Leptosoles/Cambisoles, siendo los Leptosoles réndzicos y líticos los suelos que mayor área ocupan (67%). Los Gleysoles ocupan un 15.5 % de

extensión, localizados en las zonas kársticas; en las regiones costeras los Luvisoles ocupan el 4.44% y en las planicies kársticas los Vertisoles el 3.02%.

Específicamente en el estado de Quintana Roo se han identificado 6 tipos de suelos a partir de la clasificación de la WRB (Sánchez y Islebe, 2002; Bautista y Zinck, 2010; Negreros-Castillo y Mizer, 2014). A continuación, se muestra una tabla con las características de estos.

**Tabla 2.** Suelos de Quintana Roo: descripción, localización y área que ocupan.

| Tipo de suelo (WRB) | Color                  | Características  | Localización en QR   | % del terreno en QR |
|---------------------|------------------------|--|--|---------------------|
| Leptosol Lítico     | negro a pardo negruzco | Espesor menor a 20 cm.<br>Abundancia de pedregosidad.<br>pH ligeramente alcalino.<br>Buena retención de humedad.<br>Buen almacenamiento de nutrientes. | Norte, en áreas con pendiente de 5-10%   | 40.5                |
| Antrosol Hórtico    | Rojo a pardo rojizo    | Más de 2 m de profundidad.<br>Gran abundancia de óxidos de Fe y Al.<br>Baja capacidad de intercambio catiónico.  | Noroeste y centro del estado, en terrenos llanos y pendientes con menos del 1.5% | 0.1                 |

|                  |                               |  |  |      |
|------------------|-------------------------------|--|--|------|
|                  |                               | Drenaje interno eficiente.   |  |      |
|                  |                               | No retiene mucha humedad.  |  |      |
| Cambisol         | Rojo                          | Menos de 40 cm de espesor. Encontrado sobre calizas. Drenaje interno eficiente y drenaje superficial moderadamente eficiente.                  | Noroeste y centro del estado, en terrenos llanos y pendientes con menos del 1,5% | 20.2 |
|                  |                               | No retienen la humedad   |  |      |
| Leptosol mólico  | Negro a gris oscuro           | Menos de 60 cm de espesor. Encontrado sobregrava de roca caliza (sahkab).<br>pH ligeramente alcalino. Drenaje interno y superficial eficiente. | Centro y al sur, en sitios con terreno ondulado en pendientes entre 3 y 10%      | 26.6 |
|                  |                               | Los suelos no retienen mucha humedad.  |  |      |
| Vertisol háplico | Negro grisáceo o pardo rojizo | Profundidad de 90 a 200 cm. Suelos arcillosos y sin rocas.<br>El drenaje superficial es moderadamente lento, el                                | Al sur, en regiones altas y planas con pendientes menores de 1%                  | 2.4  |

---

|  |  |   |  |  |
|--|--|---|--|--|
|  |  | drenaje interno moderado.                             |  |  |
|  |  | Se encuentra alrededor de terrenos bajos y pantanosos |  |  |

---

|                  |  |  |   |      |
|------------------|--|--|---|------|
| Vertisol gléyico | De color oscuro en la parte superior horizonte y gris a gris-verdoso en la parte inferior los debidos a la gleyización | Suelos que se inundan entre junio y noviembre. El horizonte superficial es rico en materia orgánica (MO) y el inferior es pobre MO. Alta capacidad de intercambio catiónico y saturación de bases. el drenaje interno y superficial lento. | Generalmente se encuentran en el sur. Ubicados en partes bajas de las planicies y depresiones | 10.2 |
|------------------|--|--|---|------|

---

En Cozumel, los grupos de suelos principales se distribuyen de forma irregular en la superficie. Los principales tipos de suelos presentes son Leptosol, Phaeozems, Solonchak y Arenosols (INEGI, 2008). Los Leptosols húmicos réznicos, Leptosols húmicos líticos y Phaeozems húmicos lépticos se asocian al tipo de vegetación de bosque tropical semi-caducifolio. Los Solonchak arénico sódicos y los Arenosols se asocian con el bosque tropical bajo en zonas inundables. En el área que ocupan las dunas costeras se pueden encontrar Gleysols arénico sódicos, Arenosols calcáricos sódicos y Leptosols húmicos líticos.

Muchos de los suelos en Quintana Roo y Cozumel se encuentran rellenando depresiones kársticas, Cabadas-Báez et al. (2010) plantea la posibilidad de que eventos de erosión-redeposición e incorporación de pedosedimentos en la cubierta edáfica, resulten en un cuerpo de suelo producto de la interacción de procesos geológicos y pedogenéticos.

## ***Capítulo 3. Materiales y Métodos***

---

En el diseño metodológico de esta investigación se divide en dos bloques: el primero enfocado en distinguir caliches de calcarenitas y el segundo para realizar la reconstrucción paleoambiental en el área de estudio, a partir de los niveles de caliches, carbonatos palustres y calcarenitas.

Para diferenciar caliches y calcarenitas se utilizaron como modelo los perfiles Cantera Cuatro y Cantera Delta. Los métodos utilizados fueron: la descripción macro y micromorfológica, la determinación del contenido de elementos mayoritarios y de elementos tierras raras (ETR), mineralogía, determinación de firmas de isótopos estables de O y C y la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Se determinó la cronología de formación de los caliches utilizando dataciones con U-Th y se llevó a cabo la reconstrucción paleoambiental basada en los isótopos estables de C y O.

A continuación, se describen las etapas y métodos utilizados.

### ***3.1. Trabajo de campo***

#### ***3.1.1. Reconocimiento del área de estudio***

Para la selección de las secciones a estudiar, se recorrieron canteras de caliza que actualmente no están siendo explotadas tanto en la Península de Yucatán como en Cozumel. En el caso de la Península de Yucatán nos enfocamos en identificar secciones que superaran o igualaran en profundidad a la columna estratigráfica descrita por Ward (1985). Se muestrearon un total de 4 secciones: Cantera Delta, Cantera Cuatro, Sección Playa del Carmen y Sección Katerpillar.

En Cozumel las 4 secciones analizadas se seleccionaron teniendo en cuenta y comparando con la descripción estratigráfica realizada por Spaw (1978). Los nombres de las secciones son: EL Jabalí, Cantera Payo, Cantera Transversal y Aerolito.

### *3.1.2. Descripción y muestreo de las secciones de estudio*

#### *3.1.2.1. Secciones en la Península de Yucatán*

*Secciones Cantera Delta y Cantera Cuatro.* A lo largo del corredor Cancún-Tulum se estudiaron las secciones Cantera Delta (N20°24'32.9", W87°19'46.1") y Cantera Cuatro (N20°44'27.1"; W86°59'56.2"). Estas secciones fueron seleccionadas porque muestran íntegramente la secuencia estratigráfica de calcarenitas y caliches descrita por Ward (1985).

En la sección Cantera Delta, en la base de la secuencia, se muestreó el Caliche 1. El Caliche 1 se subdividió en 4 zonas/muestras (C1.A, C1.B, C1.C y C1.D) porque se encontraron variaciones en características como color y nivel de compactación.

En la sección Cantera Cuatro, se muestrearon dos capas de caliches en la parte superior de la secuencia, Caliche 2 y Caliche 3. El Caliche 2 se subdividió en 4 zonas/muestras (C2.A, C2.B, C2.C y C2.D). El Caliche 3 se dividió en 3 zonas/muestras (C3.A, C3.B, C3.C). En el caso de estos dos caliches también se observaron diferencias macromorfológicas en su estructura, color y compactación.

En la sección Cantera Cuatro se recolectaron dos muestras de calcarenitas, con estratificación cruzada (E1 y E2), ubicadas bajo la depresión kárstica que corta a los caliches 2 y 3. Adicionalmente, se obtuvieron dos sedimentos del contacto entre la calcarenita y el Caliche 2 (muestra S1), y el sedimento entre el Caliche 2 y el 3 (muestra C2.s).

Algunos de los resultados presentados para estas dos secciones (mineralogía de carbonatos, composición de isótopos estables de carbono y oxígeno, así como micromorfología) ya fueron publicados por Cabadas-Báez et al. (2016). En este trabajo, se proporciona una descripción macro y micromorfológica más detallada de los caliches de acuerdo con las pautas de Wright (1990). Además, el contenido de los elementos de tierras raras (ETR) y mayoritarios, así como las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se analizan junto con un marco cronológico basado en fechas absolutas. Los análisis geoquímicos complementarios fueron necesarios para hacer más robusta la diferenciación de carbonatos.

*Sección Playa del Carmen y Katerpillar.* Playa del Carmen (PC) ( $20^{\circ}31'45.47''\text{N}$ ,  $87^{\circ}11'46.33''\text{W}$ ) es otra de las secciones estudiadas en la costa noreste de la Península de Yucatán. Durante el trabajo de campo, se identificaron 7 niveles, diferenciables por el grado de compactación, color y abundancia y preservación de bioclastos. Se obtuvieron muestras de cada uno de los niveles, de la base a la superficie y se numeraron de PCM1 a PCM7. En campo se identificaron como caliches las muestras PCM7 y PCM3.

A 45 km de la sección Playa del Carmen se muestreó la sección Katerpillar (K) ( $20^{\circ}13'53.87''\text{N}$ ,  $87^{\circ}25'34.65''\text{W}$ ). En esta se identificaron 12 niveles donde se intercalaban calcarenitas y calcretas. Se identificaron las muestras de KM1 a KM12. Las muestras de caliches identificadas en campo fueron KM7, KM11 y KM12.

### *3.1.2.2. Secciones en Cozumel*

La *Sección Payo* ( $20^{\circ}18'3.45''\text{N}$ ,  $86^{\circ}58'14.54''\text{W}$ ) al sureste de la isla se estableció como la sección principal debido a que es posible identificar caliches, paleosuelos y suelos modernos y también muestra el conjunto estratigráfico de la secuencia descrita por Spaw (1978), con la presencia de dos niveles de caliches denominados Caliche I y Caliche II. Se tomaron un total de 11 muestras: en la base de la secuencia una muestra de la caliza y un coral, CPCo y CPL1. Seis muestras de caliches localizados en tres niveles (de CPC1 a CPC6) y tres muestras de paleosuelos: CPS1, CPS2 y CPS3.

Las secciones complementarias que se analizaron son Cantera Transversal ( $20^{\circ}26'35.07''\text{N}$ ,  $86^{\circ}51'34.62''\text{W}$ ), al noreste de la isla, donde se muestrearon tres caliches en dos niveles, una muestra de la caliza en la base de la secuencia CTL1 y tres muestras de suelos y paleosuelos (CTS1, CTS2 y CTS3).

En la *Sección Aerolito*, al noroeste de la isla ( $20^{\circ}27'58.56''\text{N}$ ,  $86^{\circ}58'41.30''\text{W}$ ) se tomaron solo dos muestras, una de caliche AerC y una de suelo moderno AerS.

En la *Sección El Jabalí*, ubicada al noroeste de la isla de ( $20^{\circ}32'46.90''\text{N}$ ,  $86^{\circ}54'17.42''\text{W}$ ). Se tomaron un total de 22 muestras entre caliches y calcarenitas. En campo, la distinción de los diferentes tipos de carbonatos se hizo por color, dureza y estructuras sedimentarias / pedogénicas.



### *3.2. Análisis Micromorfológicos*

Se obtuvieron un total de 51 muestras de mano para láminas delgadas de caliches y calcarenitas. En el caso de los paleosuelos y suelos modernos, se analizaron un total de 8 muestras, cuatro de paleosuelos, y cuatro de suelos.

Todas las muestras se impregnaron con resina poliéster Cristal MC40 a temperatura ambiente, se seccionaron y se pulieron hasta 30  $\mu\text{m}$  de espesor. Sin embargo, las muestras de suelos y paleosuelos litificados se colocaron en un horno a 60°C durante 48 h con el fin de eliminar la humedad, antes de la impregnación.

El análisis petrográfico y micromorfológico se hizo en un microscopio Olympus BX51. Las descripciones de los caliches siguieron los parámetros y terminología utilizados por Wright (1990). La descripción e interpretación preliminar de las láminas delgadas de suelos y paleosuelos se realizaron siguiendo los lineamientos de Stoop (2003). Las microfotografías se registraron utilizando el software Image ProPlus® v.7 de Media Cybernetics.

### *3.3. Análisis Mineralógicos*

La mineralogía de los caliches y calcarenitas (25 muestras) se determinó utilizando el método de Difracción de Rayos-X (DRX) en muestras de roca total. Los difractogramas se obtuvieron utilizando el difractómetro EMPYREAN, operando con un voltaje de aceleración de 45kV y una corriente de filamento de 40mA, equipado con filtro de níquel, radiación  $\text{CuK}\alpha$  y detector PIXcel3D. La medición se realizó en el rango angular  $2\theta$  de 5° a 80° con una "exploración por pasos" de 0,003° y un tiempo de integración de 40 s por paso.

### *3.4. Fluorescencia de Rayos X*

Para determinar las proporciones de los elementos mayores, se molieron 5 g de cada muestra en un mortero de ágata, se pasaron a través de una malla de 0,74 cm de diámetro y se analizaron mediante equipo de Rayos X Fluorescencia Siemens SRS 3000, previamente calibrado con estándares internacionales en el Centro de Rayos X Fluorescencia. Laboratorio de LANGEM, UNAM.

### *3.5. Determinación de Elementos Tierras Raras*

Se utilizó espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) para analizar el contenido de elementos de tierras raras (ETR) en carbonatos con un espectrómetro de masas Agilent 7500ce. Para evaluar la precisión y exactitud de los resultados, las muestras fueron analizadas junto con cuartos materiales de referencia (BHVO-1, RGM-1, GSR-2 y SDO-1) mediante los valores reportados por Govindaraju (1994), así como como material de referencia de laboratorio (Caliza de Estonia ES14) en el Laboratorio de Química Ultrapura (LABQUP) del Instituto de Geología de la UNAM. La normalización de los valores se basó en Reeder y America para Carbonates (1983).

### *3.6. Isótopos estables de C y O en carbonatos*

Para determinar los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , se aplicaron los métodos de combustión rutinarios (Sofer, 1980; Mook y Longsma, 1987) utilizando un espectrómetro de masas de triple colector Finnigan MAT 250 en el Laboratorio de Isótopos Estables, LANGEM, UNAM. Este análisis se realizó en 37 muestras (de caliches y calcarenitas). Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  se expresan de acuerdo con el estándar VPDB (Vienna PeeDee Belemnite, ‰). Cada lote de muestras se acompañó de materiales de referencia: 8540 PEF-1 (polietileno), 8539 NBS-22 (aceite) y 8242 Sacarosa ANU (sacarosa) de NIST. La incertidumbre del método analítico es 0.1 ‰.

### *3.7. Fechamientos con series de U-Th*

Un total de 12 muestras (11 caliches y 1 coral) fueron datados mediante el método U-Th en dos laboratorios: el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Centro de Geociencias de la UNAM, con un multicollector de espectrómetro de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) Thermo Fisher NEPTUNE Plus basado en McCulloch y Mortimer (2008) y en el Laboratorio Spiez, Oficina Federal de Protección Civil (Spiez, Suiza) con un espectrómetro de masas de plasma acoplado

inductivamente Thermo Fisher NEPTUNE Plus (Thermo Scientific ELEMENT 2 ICP-MS) multicollector.

Se evitó tomar muestras de carbonato con rasgos de disolución, altas densidades de fracturas transversales, y detritos o porosidad visibles (para garantizar un sistema cerrado de  $^{230}\text{Th}$  /  $^{234}\text{U}$  /  $^{238}\text{U}$ ).

Las muestras se secaron y calcinaron. A continuación, se disolvieron alícuotas de 2 g de muestra en  $\text{HNO}_3$  4,5 M. Las fechas se corrigieron para el  $^{230}\text{Th}$  no radiogénico que se incorporó en el momento de la deposición. La separación de los isótopos U y Th se realizó en columnas de extracción cromatográfica. Para Th, se utilizó el  $^{232}\text{Th}$  como trazador del rendimiento de separación; primero a través de una columna TEVA, donde Th está separado. Y luego para U, se usó una columna U-TEVA. Los errores de edad se informaron como incertidumbres  $2\sigma$ . La determinación de la fecha se calculó mediante Isoplot (Ludwig, 2001).

## ***Capítulo 4. Resultados***

---

Para todas las secciones estudiadas, la presentación de los resultados se dividió en las siguientes partes: a) descripción morfológica, b) características micromorfológicas, c) mineralogía, d) isótopos estables de C y O, e) fechamientos de U-Th. En el caso de las secciones Cantera Cuatro y Cantera Delta se agregaron resultados sobre contenido de elementos mayoritarios y elementos tierras raras. Varias de las tablas, a las que se hace referencia, aparecen en las páginas finales del capítulo.

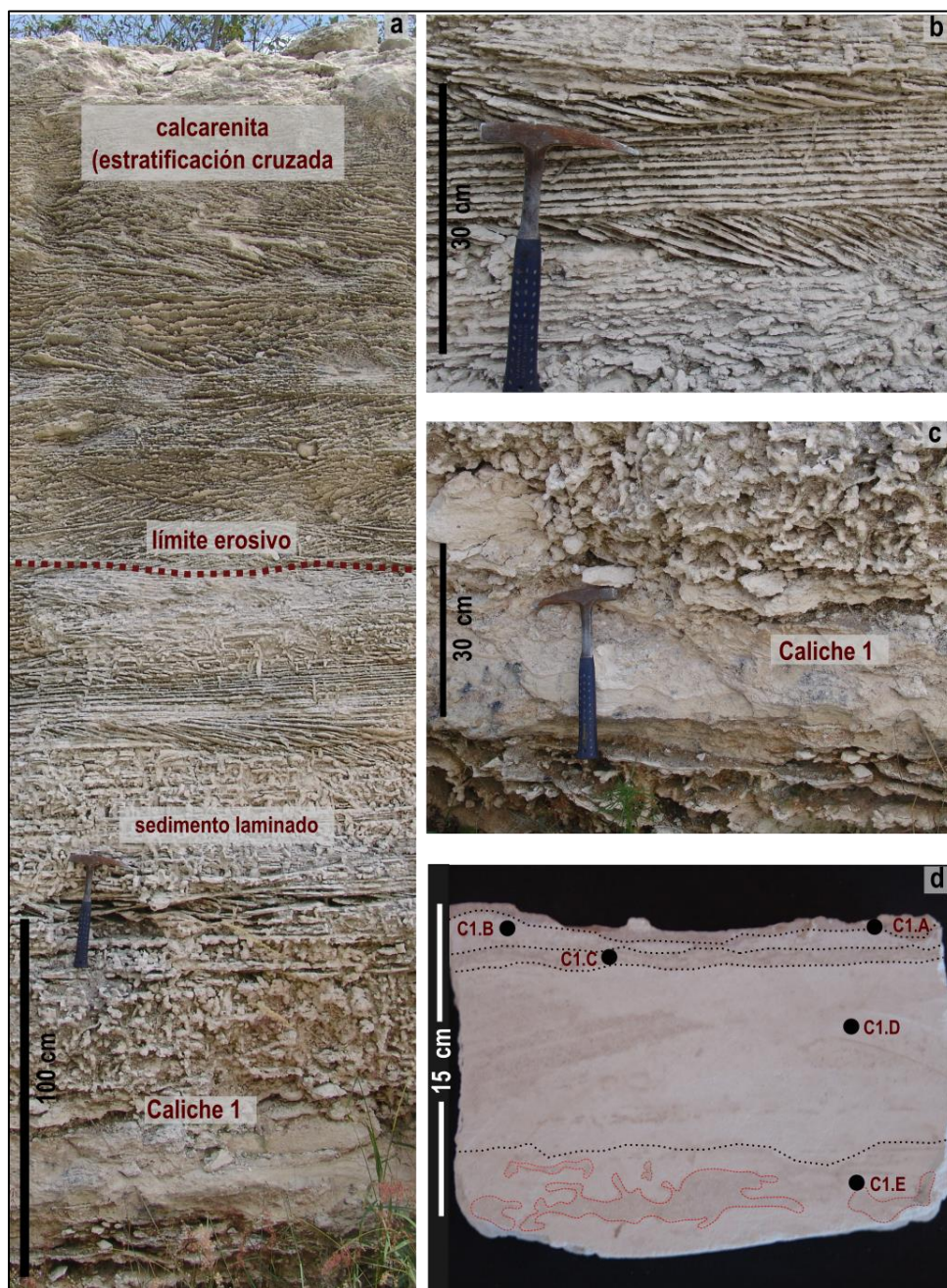
### ***4.1. Sección Cantera Delta***

#### ***4.1.1. Descripción morfológica***

Esta sección había sido estudiada previamente por Cabadas-Báez y colaboradores (2016) y coincide con la descripción hecha por Ward (1985). En su base se encuentra un Caliche, denominado Caliche 1 (Fig. 11 a), cubierto por una secuencia de calcarenitas (Fig. 11 a, b), con la que tiene un contacto abrupto (Fig. 11 c). Las calcarenitas tienen grandes cantidades de bioclastos, restos de corales, moluscos y algunas madrigueras. Los estratos superiores de las calcarenitas exhiben una textura arenosa y estratificación cruzada (Fig. 11 b). La parte superior de la secuencia termina con un caliche masivo fracturado y afectado por procesos de disolución (las depresiones kársticas están llenas de pedosedimentos).

El Caliche 1 tiene una estructura compacta y masiva con un grosor de 15-20 cm (Fig. 11 c). Este caliche fue dividido en cuatro regiones para su análisis (C1.A, C1.B, C1.C, C1.D y C1.E), diferenciadas por cambios de color, porosidad y grado de compactación (Fig. 11 d). Las laminaciones de las regiones inferiores, C1.D y C1.E, son más gruesas (mayores a 2 cm), con límites difusos y colores amarillentos en la matriz, incluyendo moteados alargados oscuros, que asemejan cavidades hechas por organismos. y otras características de bioturbación. En la banda C1.E, estos rasgos tienen una orientación horizontal (Fig. 11 d). Las laminaciones en C1.C, C1.B y C1.A son más

delgadas (0.5-1cm) y muestran colores grisáceos oscuros (especialmente C1.A y C1.C) (Fig. 11 d).



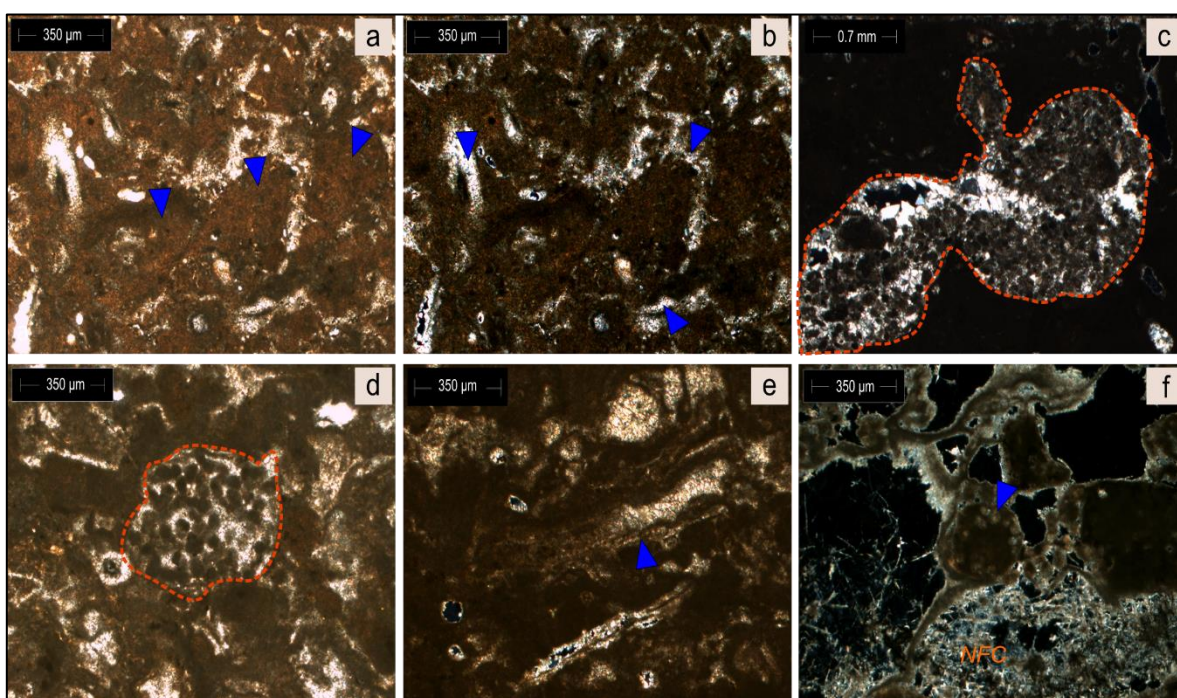
**Fig. 11.** Sección Cantera Delta: (a) morfología general, (b) detalle de las estructuras de estratificación observadas en la calcarenita, (c) Caliche 1 en la parte inferior de la sección, (d) Estructuras laminadas del Caliche 1 divididas en regiones (C1. A, C1.B,



C1.C, C1.D y C1.E) marcadas con líneas punteadas negras con canales de bioturbación delimitadas por líneas punteadas rojas.

#### 4.1.2. Características micromorfológicas

Los rasgos observados en el Caliche 1 muestran relictos de suelo con una estructura de bloques subangulares, en donde aún se conserva una matriz arcillosa de color marrón rojizo (Fig. 12 a, b). La matriz de estos fragmentos de suelo es densa y los bloques están cementados por micrita precipitada alrededor de los mismos (Fig. 12 b). En el caliche también se observan galerías de varias dimensiones rellenas con pellets fecales (Fig. 12 c, d). Asimismo, se identifican raíces calcificadas y calcita con hábitos aciculares (*NFC*) (Fig. 12 c), las cuales rellenan los poros (Fig. 12 c).



**Fig. 12.** Microfotografías del Caliche 1 (Cantera Delta). (a) relicto de suelo con estructura en bloques subangulares (flechas azules) (luz polarizada plana - LPP); b) bloques subangulares de suelo cementados por micrita (flechas azules) (luz polarizada cruzada - LPX); c, d) galería rellena con pellets fecales (señalada con línea discontinua naranja) (LPX y LPP respectivamente); e) huella de raíz calcificada, vista

longitudinal (flecha azul) (LPX); f) córtex de raíz, vista transversal (flecha azul) y carbonatos aciculares (NFC) en poros (LPX).

#### *4.1.3. Isótopos estables de C y O*

Se analizaron cuatro muestras de las regiones en las que fue dividido el Caliche 1 (Tabla 5). Los valores más negativos tanto de  $\delta^{13}\text{C}$  como de  $\delta^{18}\text{O}$  se obtuvieron para la muestra C1.D y los menos negativos para la muestra C1.A. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en este caliche oscilan entre -6.0 ‰ y -1.5 ‰ y los de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -4.80 ‰ y -3.50 ‰.

#### *4.1.4. Cronología U / Th*

En el caso del Caliche 1, la edad obtenida es de 134.7 ky para la muestra C1.B. Las bandas inferiores C1.C y C1.D tienen edades de 146.2 ky y 164 ky respectivamente (Tabla 5).

### *4.2. Sección Cantera Cuatro*

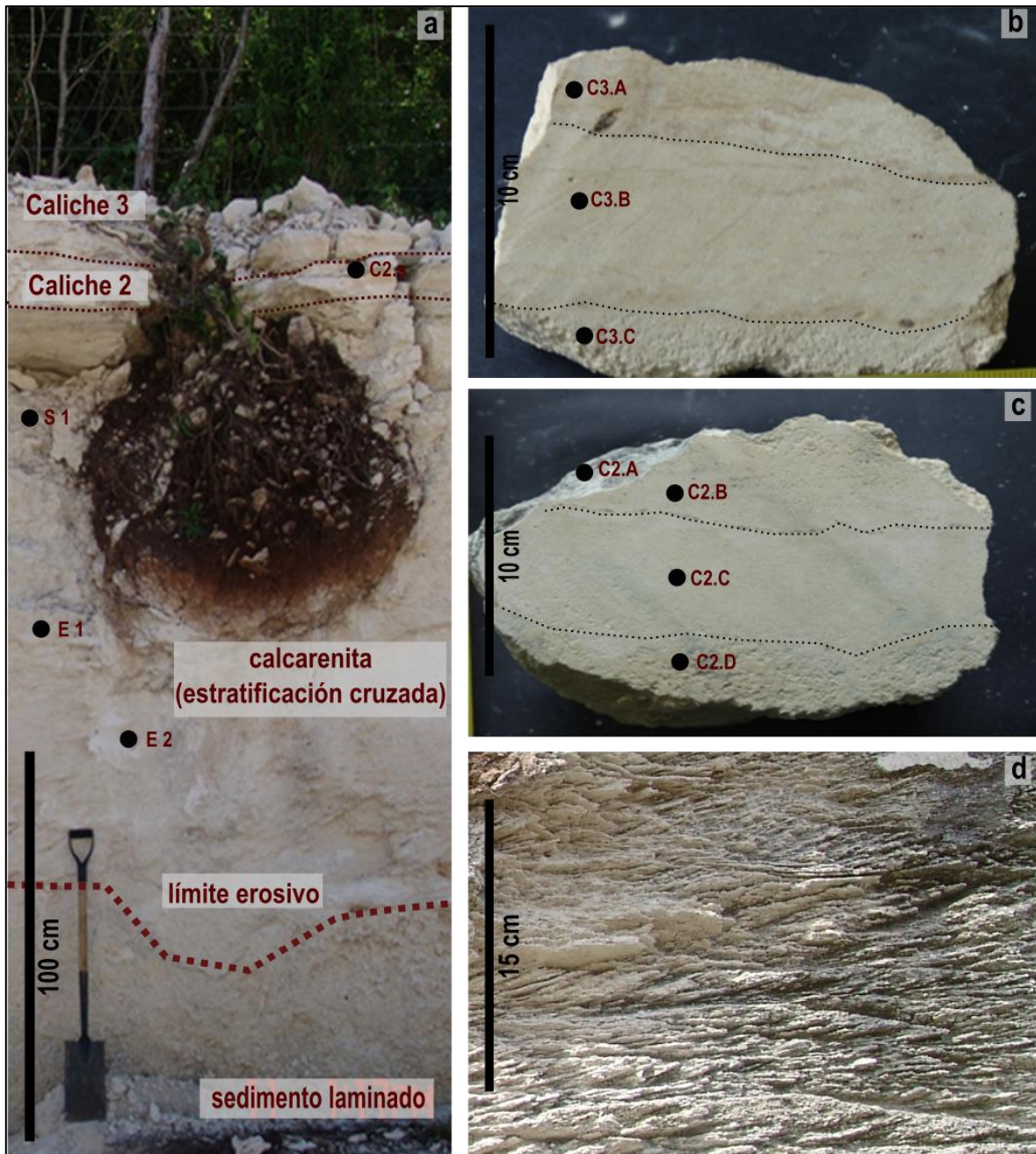
#### *4.2.1. Descripción morfológica de la sección*

La sección Cantera Cuatro incluye una calcarenita con estratificación cruzada, cubierta por dos caliches en la superficie: Caliche 2 y Caliche 3 (Fig. 13 a). Los caliches y las calcarenitas se ven afectadas por procesos de disolución kárstica que generan depresiones que se llenan de pedosedimentos (Fig. 13 a). La calcarenita debajo del Caliche 2 es frágil y tiene una estratificación cruzada de bajo ángulo (Fig. 13 d). El contacto entre la calcarenita y el Caliche 2 es un sedimento friable (muestra S1, Fig. 13 a). El límite es erosivo y ondulado a una profundidad aproximada de 210 cm (Fig. 13 a). Los Caliches 2 y 3 están separados por una capa de sedimento, delgada, discontinua y suelta (no endurecida como las calcarenitas) (muestra C2.s). El Caliche 2 (12 cm de espesor) tiene un color blanco amarillento, con una estructura masiva que es compacta en la parte superior y menos densa en la parte inferior. Se divide en las regiones C2.A, C2.B, C2.C y C2.D, de arriba a abajo (Fig. 13 c). C2.D es

una zona muy porosa y con manchas de color marrón. La región C2.C es más compacta. La región C2.B presenta una matriz marrón amarillenta y algunas manchas con morfologías alargadas, su límite con la zona C2.A es claro y está marcado por el color más oscuro de C2.A, que es una zona muy fina y porosa con rasgos de disolución.

El Caliche 3, ubicado en la parte superior de la sección, es un poco más oscuro y discontinuo, ya que ha sido fragmentado por los procesos kársticos. Se divide en las zonas C3.A, C3.B y C3.C, de arriba hasta la base (Fig. 13 b). La región C3.C es de color marrón claro, fina y porosa con un límite claro dentro de la banda C3.B.



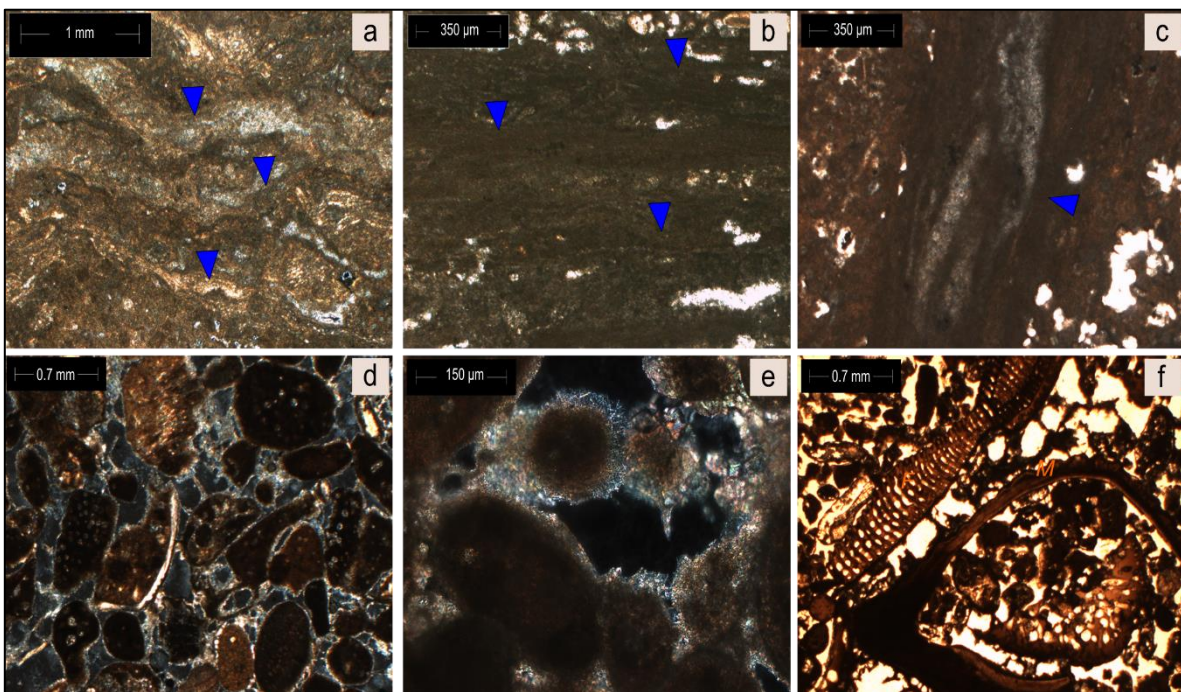


**Fig. 13.** Sección Cantera Cuatro: (a) vista general, mostrando los caliches y la depresión kárstica rellena de pedosedimentos, también la posición de las muestras que no son caliches; (b) Estructura laminada del Caliche 3 dividida en tres regiones: C3.A, C3.B, C3.C (0-9 cm de espesor), (c) estructura laminada del Caliche 2 dividida en cuatro regiones: C2.A, C2.B, C2.C y C2.D (10-22 cm de espesor), (d) detalle de estratificación cruzada en la calcarenita (140–210cm de profundidad).

#### 4.2.2. Características micromorfológicas

La micromorfología de los caliches de Cantera Cuatro es similar a la del Caliche 1, pero se distinguen mejor las laminaciones micríticas, de color claro y oscuro (Fig. 14 a, b). Estas laminaciones siguen un patrón horizontal. La porosidad del caliche es baja, aunque existen varias cavidades, que siguen la misma orientación que las laminaciones (Fig. 14 b). Se observan también raíces calcificadas, incrustadas en la matriz rojiza (Fig. 14 c).

En contraste, la micromorfología de las calcarenitas (muestras E1 y E2) muestra una alta proporción de oolitos bien redondeados y clasificados (Fig. 14 d, e); los poros entre ellos están cementados por un cemento carbonático con diferentes texturas, incluyendo micrítica, subequil y esparítica (Fig. 14 e). En todas las muestras, es común encontrar bioclastos de moluscos y foraminíferos bentónicos (Fig. 14 f).



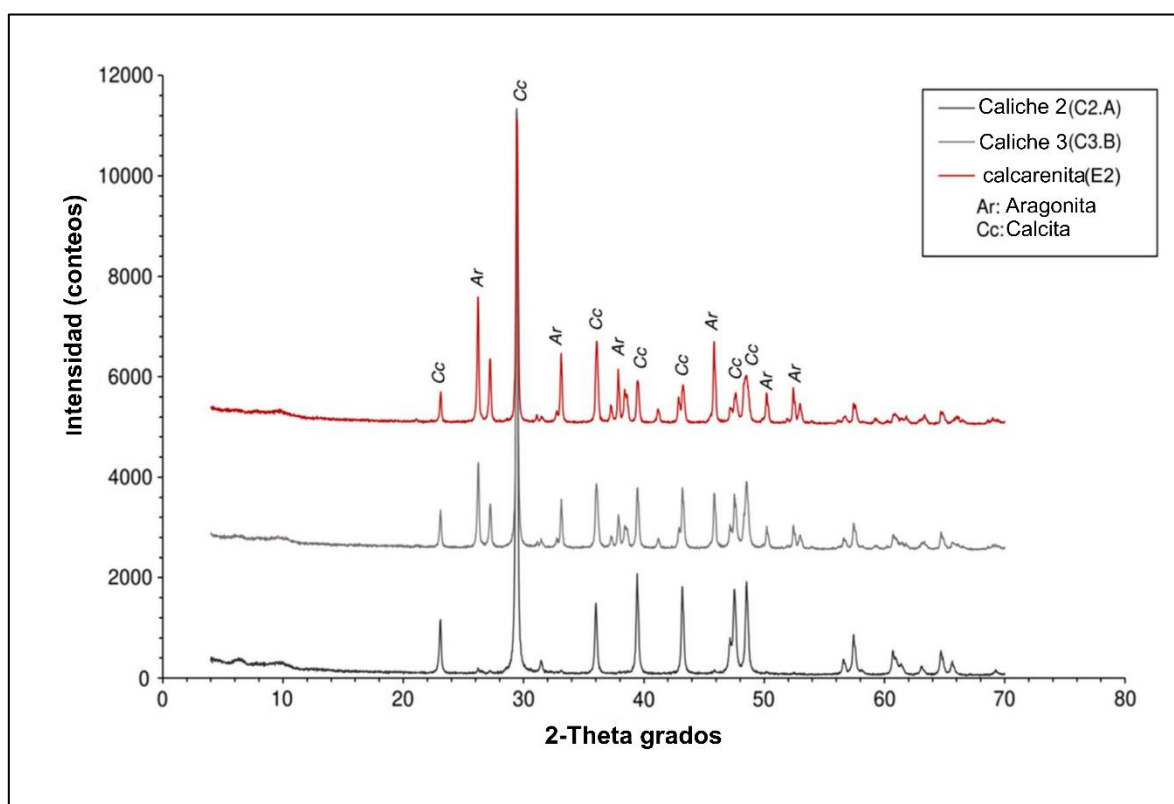
**Fig. 14.** Microfotografías del Caliche 2 y 3 y de las calcarenitas de la sección Cantera Cuatro (a) laminaciones de micrita en el Caliche 2 (flechas azules) (LPP) (b) laminaciones de micrita gris en el Caliche 3 (flechas azules) (LPP); (c) tejido de raíz calcificada en el Caliche 3 (LPP). (d) granos esqueléticos y no-esqueléticos micritizados (muestra E1) (LPX); (e) carbonatos micríticos, subequil y esparíticos



en poros de la calcarenita (muestra E1) (LPX) (i) Foraminíferos (F) y moluscos (M) en la calcarenita E2 (LPP).

#### 4.2.3. Mineralogía de carbonatos

Todas las muestras analizadas están compuestas principalmente por calcita y aragonita, aunque en diferentes proporciones, como se puede observar en los difractogramas (Fig. 15) y en la Tabla 5. Los caliches presentan menores proporciones de aragonita, mientras que las calcarenitas contienen hasta al 72% (muestra E2). El valor más alto obtenido en caliches ronda el 38% (muestra C3.C). El contenido de calcita en los caliches varía entre el 62% y el 94%. El valor más alto corresponde a la muestra C2.A del Caliche 2.



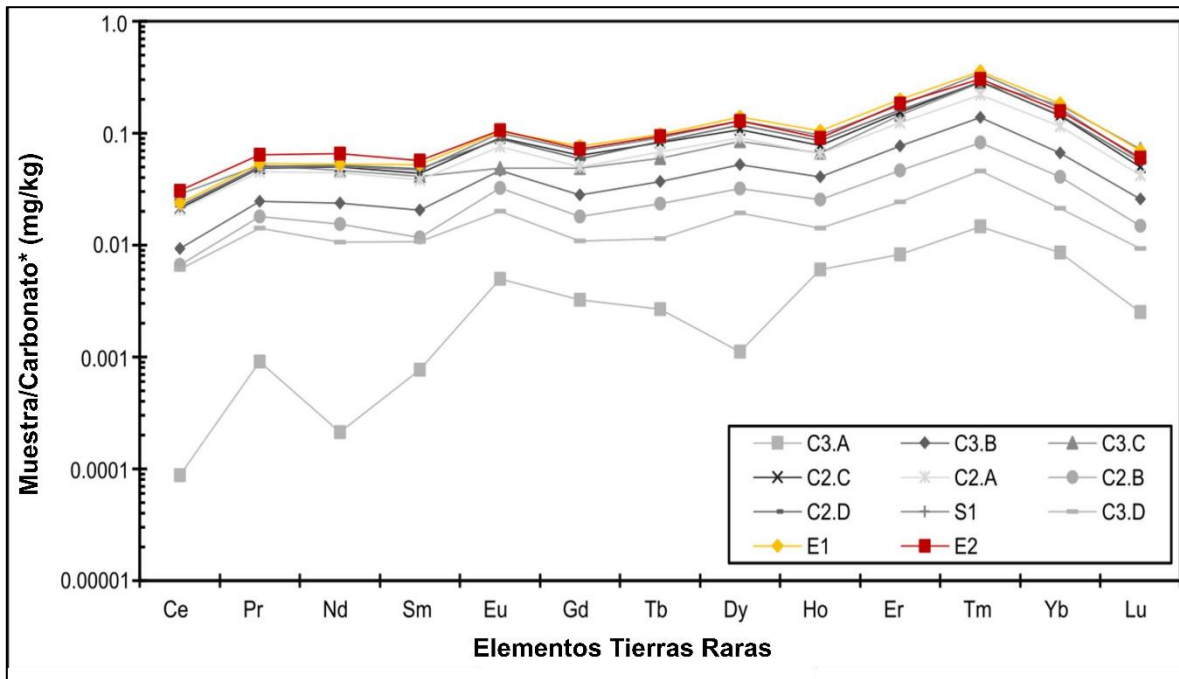
**Fig. 15.** Diffractogramas que muestran los picos de calcita (Cc) y aragonita (Ar) en el Caliche 2 (muestra C2.A), Caliche 3 (muestra C3.B) y calcarenita (muestra E2).

Todos los carbonatos analizados son pobres en Mg-calcita (Tabla 3), siendo menos de 0.47% en los caliches y entre 2.45% y 3.22% en las calcarenitas. Estos resultados son evidencia de la presencia de calcita baja en magnesio (*Low Magnesium Calcite, LMC*). Se consideran LMC cuando las calcitas tienen menos del 4% de  $MgCO_3$  (Hardy y Tucker; 1988).

#### 4.2.4. Composición química en roca total y elementos tierras raras (ETR)

Además de la cantidad de CaO y LOI (pérdida por calcinación), que están asociados con la composición de carbonatos, el contenido de elementos mayores es muy bajo (Tabla 4). Tenemos la siguiente tendencia en cuanto a abundancia en todas las muestras de calcarenitas y caliches:  $CaO > Al_2O_3 > MgO > SiO_2 > Na_2O$  (Tabla 5). Para el resto de los óxidos analizados en las muestras, se obtuvieron valores inferiores al 0.08%. Se detectaron algunas diferencias interesantes en la cantidad de  $Al_2O_3$  entre las bandas de caliches. Las bandas medias del Caliche 3 (C3.B) y el Caliche 2 (C2.B y C2.C) tienen la mayor cantidad de  $Al_2O_3$  (1.07%) mientras que las bandas superior e inferior, C3.A, C3C, C3.D, C2.A y C2.D, tienen porcentajes más bajos (0.27-0.55%). La similitud entre las tres bandas del Caliche 3 es la baja cantidad de MgO, que no supera el 0.5%. Al comparar los valores de MgO en los Caliche 2 y 3, es evidente que las zonas superiores (C3.A y C2.A) tienen los valores más bajos, con 0.34% y 0.36%, respectivamente. Las muestras de calcarenita tienen un contenido similar de óxidos de elementos mayoritarios, pero la cantidad de  $Al_2O_3$  es menor y similar a la que se encuentra en la capa de sedimento entre los dos caliches (muestra C2.s).

En cuanto a los ETR, la concentración normalizada encontrada en las muestras de calcarenita (E1 y E2) y el sedimento S1 es mayor que la obtenida para los caliches (Fig. 16). La muestra con menor contenido de ETR es la muestra de superficie de Cantera Cuatro (C3. A), probablemente debido a la influencia del suelo moderno. Los caliches muestran enriquecimiento en ETR-pesados en comparación con los ETR-ligeros. Se observó una anomalía negativa de Ce y no se identificó anomalía de Eu.



**Fig. 16.** Patrones normalizados de ETR para los carbonatos de todas las muestras del Caliche 2, Caliche 3 y las calcarenitas (\*valores de carbonatos de Reeder, 1983).

#### 4.2.5. Isótopos estables de C y O

Los valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  solo se encuentran en las dos muestras de calcarenitas, E1 y E2, mientras que los caliches muestran valores negativos (Tabla 5). La muestra S1 que está en contacto con el Caliche 2 muestra un valor de  $\delta^{13}\text{C}$  cercano a cero (-0.29 ‰).

Las diferencias entre los valores de caliches, a pequeñas distancias, son notables. Las capas inferiores del Caliche 3 (C3.B y C3.C) tienen valores similares (-2.59 y -2.68 ‰), mientras que la capa superior, en contacto con el suelo moderno, tiene un valor muy empobrecido (-9.60 ‰). En el Caliche 2, la muestra C2.A es más pesada que C2.B, que tiene un valor de -5.58 ‰, las regiones inferiores tienen valores menos negativos. El sedimento entre las dos calcretas, C2.s, presenta el valor más bajo de la sección (-10.90 ‰) (Tabla 5).

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son más homogéneos en todas las muestras con un promedio de -3.8 ‰, y oscilan entre -1.50 ‰ en E2 y -5.47 ‰ en C3.A. Sin embargo, al graficar los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , las diferencias entre los caliches y calcarenitas son claras (Fig. 17, ver al final del capítulo). Los caliches y la muestra C2.s ocupan un área

común en la esquina inferior izquierda del gráfico, mientras que las calcarenitas (muestras E1 y E2) y la muestra S1 están en una región opuesta cerca de la línea cero de las abscisas.

#### *4.2.6. Cronología U / Th*

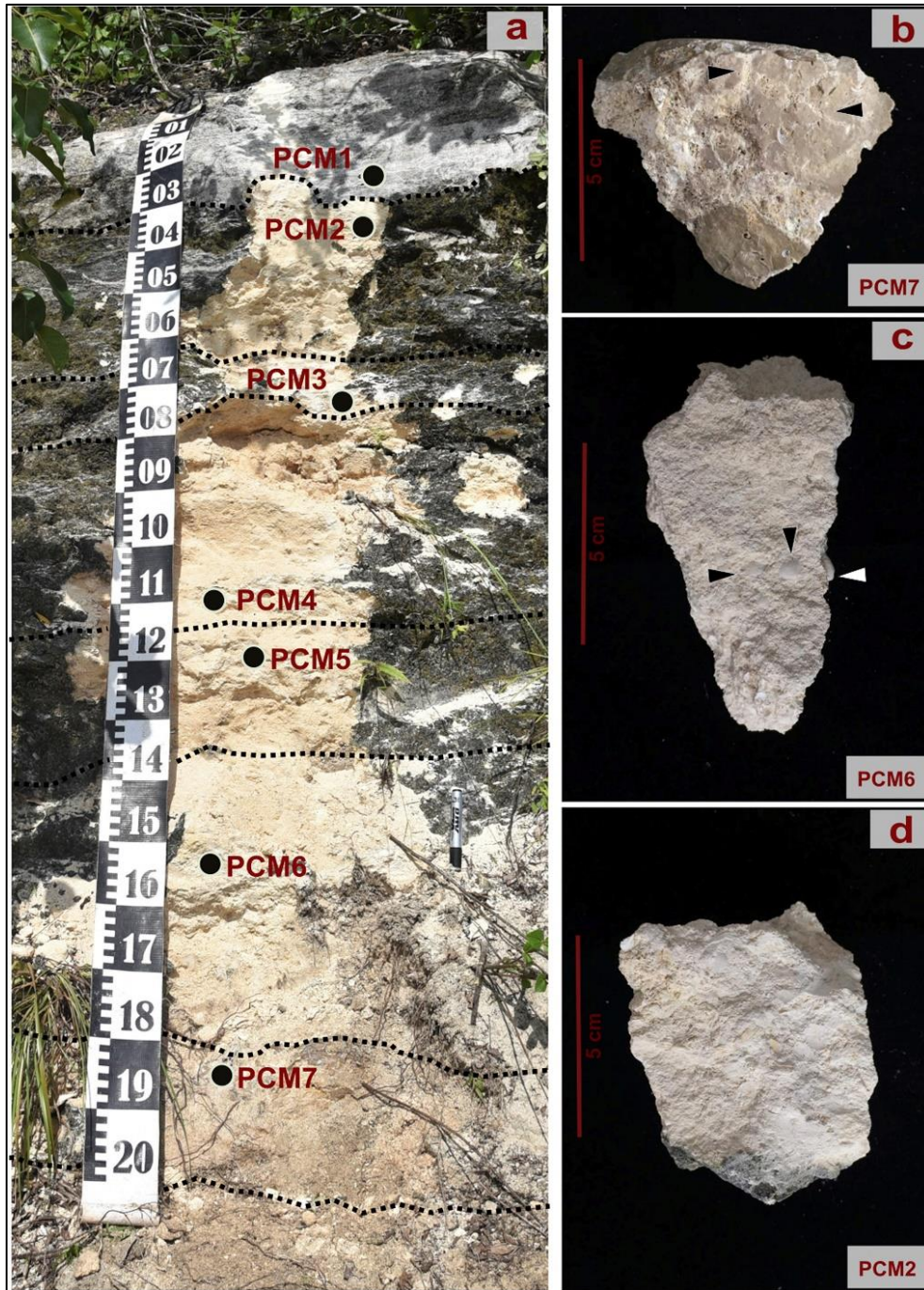
En los Caliches 2 y 3, se dataron las diferentes regiones identificadas. Los resultados indican que cada banda tiene una edad diferente, que aumenta con la profundidad (Tabla 5). La muestra más joven es C3.B del Caliche 3 con 98 ky, mientras que la muestra C3.C fue datada en 101.2 ka. En el Caliche 2, las dos regiones fechadas tienen edades similares, 114.2 y 114.6 ky para C2.B y C2.C, respectivamente. La capa inferior, C2.D, es más antigua con 123,4 ky.

### *4.3. Sección Playa del Carmen*

#### *4.3.1. Descripción morfológica de la sección*

La sección Playa del Carmen (PC) tiene una profundidad de 200 cm y se ubica en una cantera abandonada que hoy se utiliza como basurero a cielo abierto (Fig. 18 a). La sección fue dividida en 7 niveles, en los que se tomaron muestras que van de PCM1 a PCM7, de arriba abajo (Fig. 18 a). Aunque los niveles tienen un aspecto similar, se realizó una diferenciación preliminar en campo en función del color, dureza y estructuras sedimentarias/ pedogénicas. Se identificaron dos niveles de caliches, PCM7 y PCM3. El grosor del PCM7 varía de 17 a 20 cm, está expuesto en la parte inferior de la sección, es de color gris claro y alta dureza con áreas más claras con rastros radiculares y fisuras (Fig. 18 b). Sobre PCM7, se encontró un conjunto de tres capas sedimentarias de color marrón amarillento (muestras PCM6, PCM5, PCM4), con un espesor de alrededor de 100 cm. El nivel PCM6 está mal cementado y presenta abundantes bioclastos y conchas bien preservadas (Fig. 18 c). Los sedimentos de los niveles PCM5 y PCM4 son un poco más rojizos, más cementados y presentan una laminación cruzada de bajo ángulo; también hay presencia de conchas. El nivel PCM3 tiene 10 cm de espesor, es más duro que las capas anteriores

y muestra láminas alternas de diferentes colores. PCM2 es de color gris amarillento y tiene laminaciones onduladas (Fig. 18 d). La sucesión está cubierta por una capa dura de color gris claro (PCM1), con laminación paralela y tamaño de grano más grueso, que tiene contacto erosivo con el nivel PCM2 subyacente.



**Fig. 18.** Sección Playa del Carmen a) posición morfológica general de las muestras b) detalle de la muestra PCM7, grietas rellenas y cementadas por carbonatos (flechas

negras) c) detalle de la muestra PCM6, calcarenita con fósiles (flechas blancas y negras) d) detalle de muestra PCM2 (calcarenita).

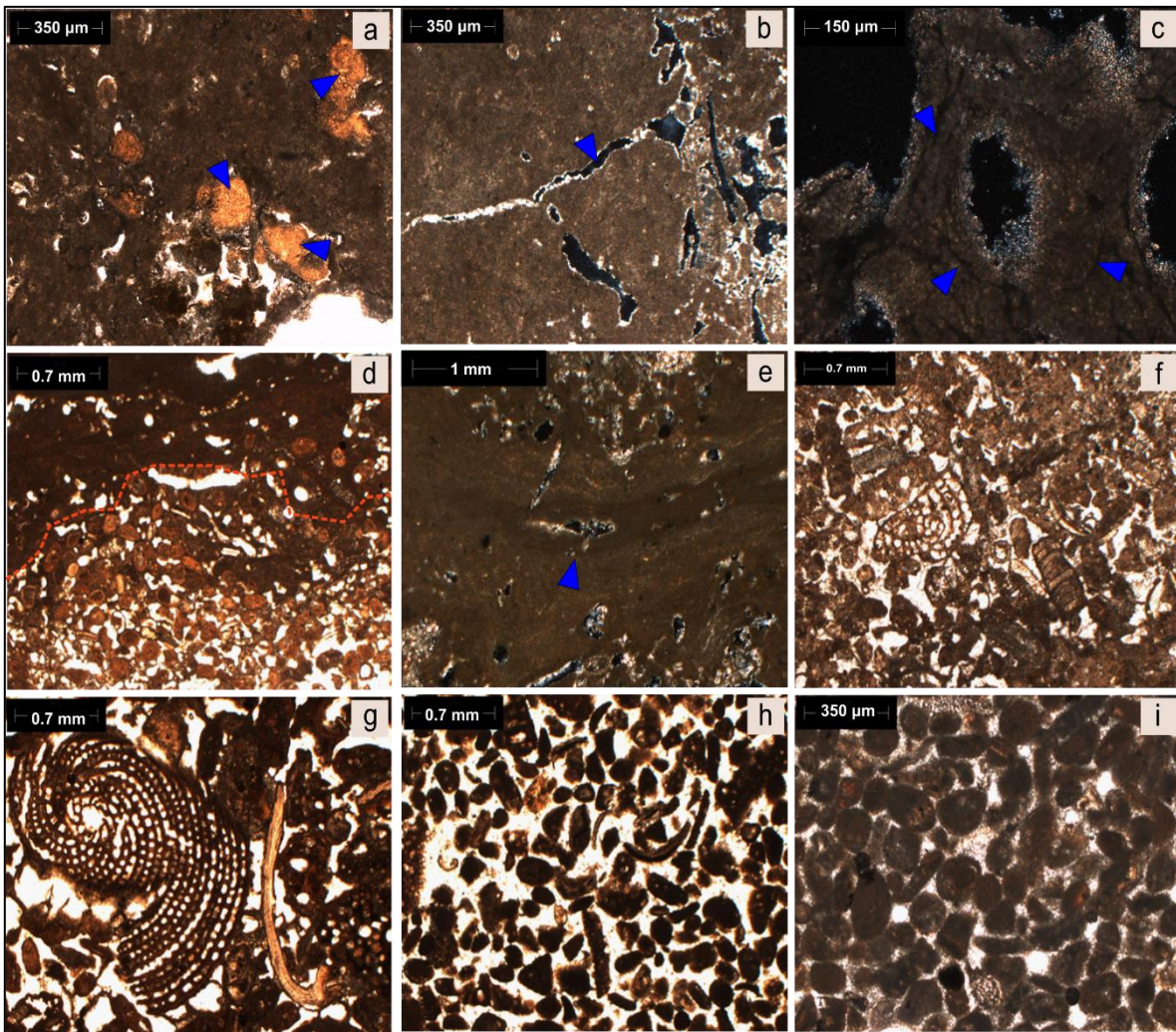
#### 4.3.2. Características micromorfológicas

Los análisis micromorfológicos de los niveles de caliche arrojaron resultados interesantes. PCM7 (a una profundidad de 195 cm) muestra una matriz micrítica densa (micrita gris y marrón) con baja porosidad (Fig. 19 a). Los poros principales consisten en fisuras planas (Fig. 19 b). Sin embargo, también hay cavidades y canales, llenos de arcillas de color pardo amarillento (Fig. 19 a), así como de micrita y microsparita (Fig. 19 b, c). También observamos materiales oscuros de formas irregulares que se asemejan a rastros de raíces y grietas circumgranulares (Fig. 19 c). Todas estas características corresponden con microfábricas de caliches. En contraste, la muestra PCM3 tiene dos áreas (Fig. 19 d). Una de ellas muestra un material oscuro denso con fisuras planas y cavidades; la segunda zona contiene peloides y tiene mayor porosidad. Las áreas más compactas se componen de micrita laminada, y los poros también está rellenos de carbonatos (Fig. 19 e). Estas características micromorfológicas están más relacionadas con los carbonatos palustres que con los caliches (Alonso-Zarza y Wright, 2010).

El conjunto de características observadas en los estratos sedimentarios es bastante diferente de las detectadas en las muestras PCM7 y PCM3. Aquí, las estructuras sedimentarias son más evidentes. La muestra de PCM6 (a una profundidad de 155 cm) tiene una textura de packstone a grainstone, con poros irregulares (Fig. 19 f). Tiene abundantes peloides y algas rojas y verdes (Fig. 19 f). También hay fragmentos de gasterópodos, bivalvos y briozoos. Los foraminíferos bentónicos también son abundantes. La muestra de PCM5 tiene una textura de grainstone con abundantes ooides, principalmente bahamíticos y algunos ooides tangenciales. Los principales granos observados incluyen foraminíferos bentónicos y peloides, así como algas rojas y verdes. Estos granos son más grandes que los observados en PCM6 (Fig. 19 g). La muestra de PCM4 es un grainstone peloidal, que muestra fragmentos de algas rojas y briozoos con un alto número de poros interconectados (Fig. 19 h). En la parte superior de la sección, la muestra PCM1, también es un grainstone peloidal con ooides, una abundancia media de algas rojas y foraminíferos bentónicos y menos



gasterópodos y bivalvos. Los granos están bien clasificados y redondeados (Fig. 19 i).

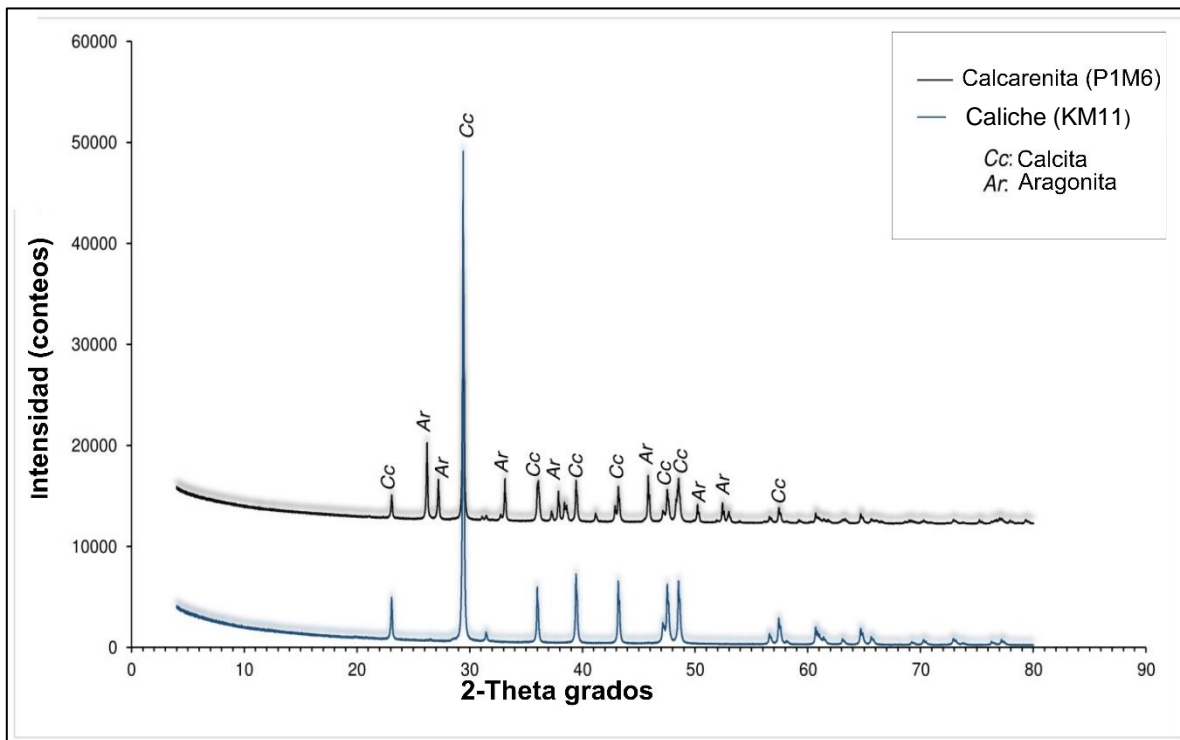


**Fig. 19.** Microfotografías de la sección de Playa del Carmen de caliches, carbonatos palustres y calcarenitas. a) Muestra PCM7, caliche compacto con matriz micrítica y poros rellenos de arcillas (flechas azules) (LPP), b) Grietas y porosidad en la muestra PCM7 (flecha azul) (LPX), c) grietas circumgranulares en muestra PCM7 (flechas azules) (LPX), d) muestra P1M3, caliza peloidal / intraclástica, se observa contacto entre el área peloidal y microlaminaciones de carbonato (línea punteada naranja) (LPP), e) rastros de raíces en el muestra de PCM3 (flecha azul), f) la muestra PCM6 con abundancia de peloides (LPP) g) la muestra PCM5, grainstone ooidal con abundancia de foraminíferos bentónicos (LPP), h) la muestra PCM4 es un grainstone peloidal con fragmentos de algas rojas y briozoos con poros interconectados (LPP),

i) La muestra de PCM1 es un grainstone peloidal con granos bien seleccionados y redondeados cementados por micrita (LPP).

#### 4.3.3. Mineralogía de carbonatos

Las cuatro muestras analizadas en esta sección están compuestas principalmente por calcita y aragonita en diferentes proporciones (Tabla 3, Fig. 20). La calcita tiene un contenido de magnesio muy bajo ( $\leq 2\%$  Mg) en todas las muestras. Las calcarenitas, PCM1, PCM4 y PCM5, tienen contenidos de aragonita que oscilan entre 36,8% y 44,9%. PCM7 que es la muestra de caliche está compuesto de 98% de calcita y 2 % de aragonita.



**Fig. 20.** Diffractogramas que muestran los picos de calcita (Cc) y aragonita (Ar) en la muestra de PCM5 (calcarenita) y la muestra de KM11 (caliche).

#### 4.3.4. Isótopos estables de C y O

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  se obtuvieron para cuatro muestras de la sección Playa del Carmen (Tabla 5). El caliche CPM7 tiene un valor de  $\delta^{13}\text{C}$  marcadamente negativo (-

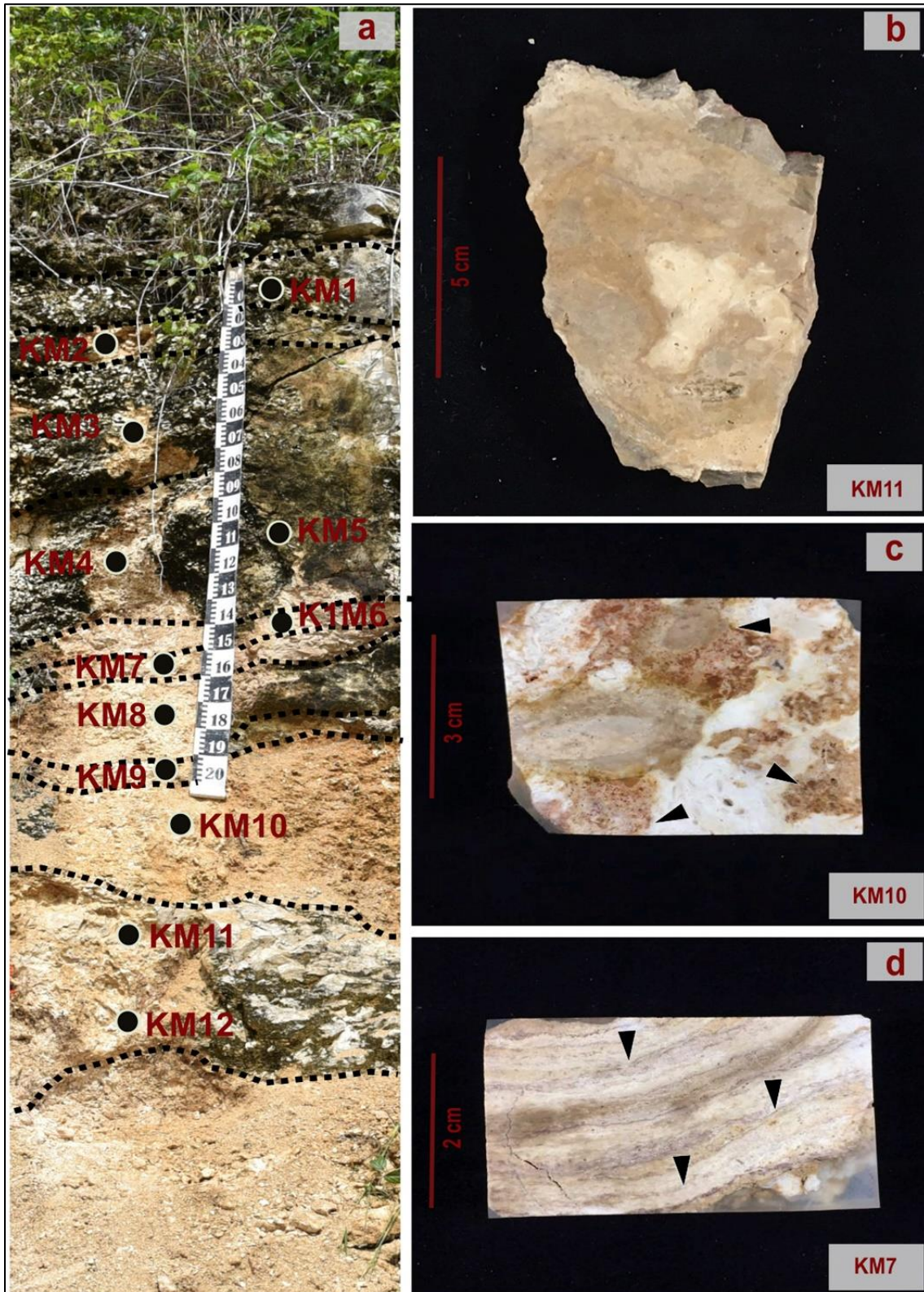
9.19 ‰). Las calcarenitas tienen valores menos negativos que están entre -3.03 ‰ y -2.92 ‰. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en las calcarenitas son muy homogéneos y tienen como promedio -2.72 ‰. El valor del caliche es más negativo -4.89 ‰.

#### *4.4. Sección Katerpillar*

##### *4.4.1. Descripción morfológica de la sección*

La sección Katerpillar tiene una profundidad total de 350 cm (Fig. 21 a). Aquí se distinguen 12 niveles diferentes. Una capa dura de caliche gris claro de 240 a 290 cm cuyo espesor no es homogéneo, variando entre 20 y 50 cm en las muestras KM12 y KM11. Tiene áreas más claras de formas irregulares (Fig. 21 b). El sedimento que está sobre el nivel de caliche es muy heterogéneo, muestra KM10 de 200 a 240 cm. Tiene materiales de color marrón rojizo junto con conchas blanquecinas fragmentadas y carbonatos grisáceos duros (Fig. 21 c). La siguiente capa sedimentaria, muestra KM9, de 190 a 200 cm, es más blanca y dura. A una profundidad entre 160 y 190 cm, está presente un carbonato amarillento claro, muestra KM8. Tiene una textura más gruesa con abundantes conchas. KM7 (150-160 cm) es un sedimento más blanquecino y de textura más dura y fina, mostrando laminaciones delgadas (Fig. 21 d). KM6 (140-150 cm) tiene un contacto claro con las capas inferiores y las superiores y presenta un color más amarillento y textura más gruesa. El siguiente nivel estratigráfico, de 80 a 140 cm, se divide en dos unidades, en función de su dureza (muestras KM5, KM4). KM5 es más duro y masivo, mientras que KM4 es más suave y tiene abundantes conchas. Entre 30 y 80 cm, hay una capa grisácea y más masiva (KM3). KM2 es una capa laminada de color gris claro de 20 cm de espesor. La parte superior de la sucesión está coronada por un material gris masivo (KM1).





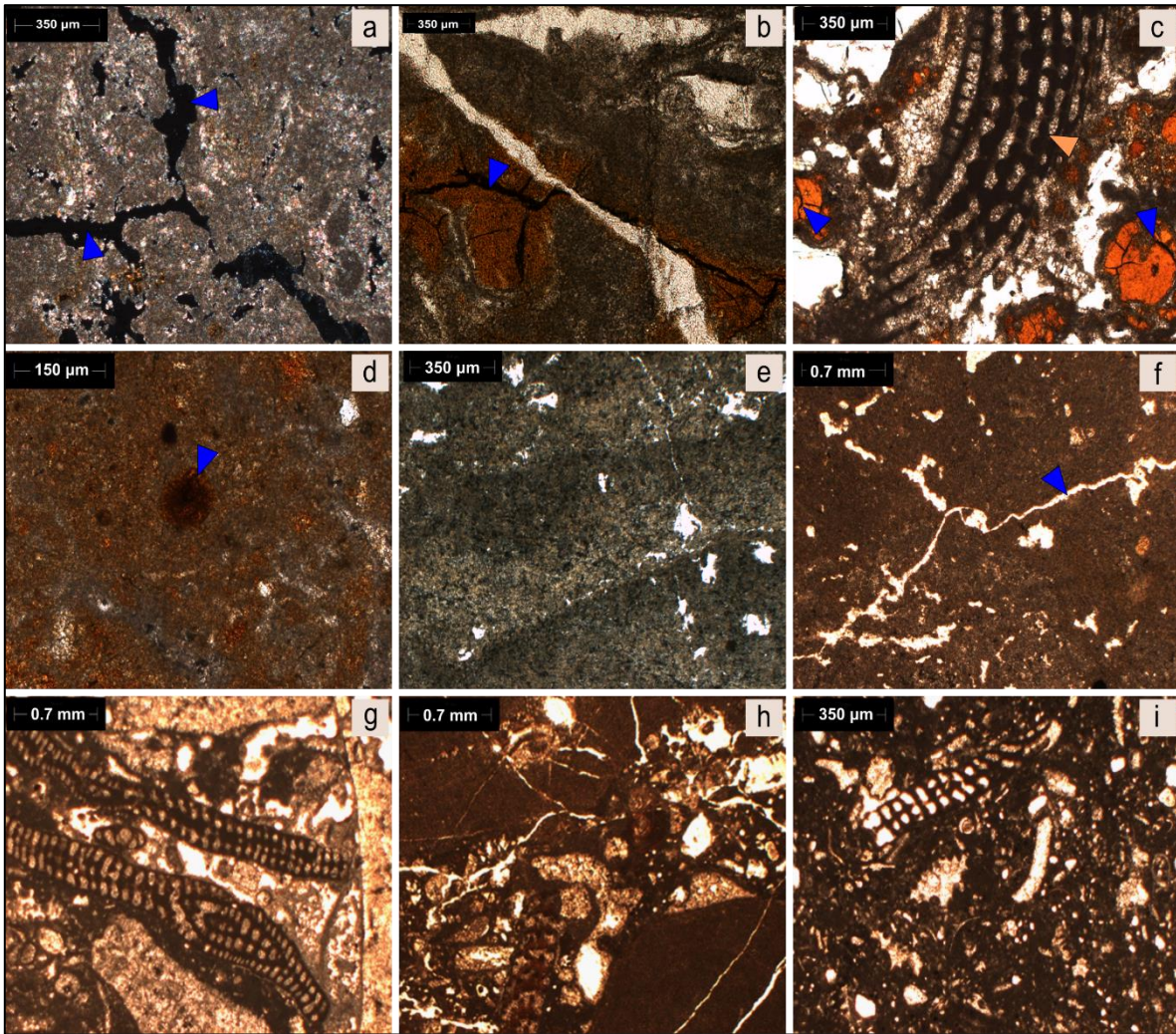
**Fig. 21.** Sección Katerpillar a) morfología general y posición de las muestras b) detalle de la muestra KM11, caliche masivo, c) detalle de la muestra KM10,

carbonatado palustre con un patrón moteado (flechas negras), d) detalle de la muestra KM7, caliche con microlaminaciones (flechas negras).

#### *4.4.2. Características micromorfológicas*

En Katerpillar, las muestras de caliche identificados son KM12, KM11, KM10, KM7 y KM2. Las muestras KM12 y KM11 a profundidades de 280 cm y 250 cm respectivamente son masivas y consisten en una matriz micrítica. La porosidad es en forma de grietas y canales, pero también se observan cavidades (Fig. 22 a). Algunos de los poros están llenos de microesparita (Fig. 22 a). También aparecen fragmentos de agregados angulares de suelo, color rojizo, separados por micrita (Fig. 22 b). La muestra KM10, a una profundidad de 200 cm, tiene una mayor abundancia de estructuras sedimentarias y moluscos, aunque también se observan agregados de suelo redondeados y fragmentados cementados por carbonatos (Fig. 22 c). Dentro de este nivel hay óxidos de hierro en forma de nódulos, separados por áreas de color más claro, que están empobrecidas de estos óxidos (Fig. 22 d), evidenciando condiciones redox. KM7 es un caliche con microlaminaciones continuas de micrita gris (Fig. 22 e). En contraste, KM2 exhibe una matriz más fina, que es más masiva y densa (Fig. 22 f). Ciertas áreas exhiben fisuras planas, probablemente asociadas con grietas de desecación (Fig. 22 f). En cuanto a las calcarenitas KM9 y KM8, a 195 cm, muestran una textura de packstone con abundantes gasterópodos y foraminíferos bentónicos, y un menor contenido de miliólidos y algas verdes (Fig. 22 g). KM3 a 80 cm y KM4 a 90 cm tienen una textura de packstone con un alto número de foraminíferos grandes, algas rojas, fragmentos de coral y micropeloides (Fig. 22 h). KM1, en la superficie, es una packstone con grandes ostrácodos y miliólidos, así como gasterópodos, bivalvos y foraminíferos bentónicos (Fig. 22 i).





**Fig. 22.** Microfotografías de sección de Katerpillar de caliches, carbonatos palustres y calcarenitas, a) grietas y porosidad en la muestra de caliche KM11 (flechas azules) (LPX), b) grietas y canales en la muestra KM12 (flechas azules) (LPP), c) Agregados de suelo cementados por carbonatos (flechas azules) y fragmentos de moluscos (flecha naranja) en una caliza moteada, muestra KM10 (LPP), d) Muestra de nódulo de hierro de KM10 (flecha azul) (LPP), e) Caliche KM7 con micrita gris continua y microlaminaciones (LPP) f) muestra KM2 de caliche micrítico masivo con fisuras planas (LPP), g) muestra KM9, packstone con gasterópodos y foraminíferos bentónicos (LPP), h) muestra de KM3, packstone con gasterópodos grandes y foraminíferos (LPP) i) muestra KM1, packstone con abundancia de ostrácodos grandes (LPP).

#### *4.4.3. Mineralogía de carbonatos*

En Katerpillar, las dos calcarenitas analizadas, KM3 y KM8, tienen un contenido de aragonita muy bajo, llegando hasta el 98.5% de calcita (Tabla 3). Por otro lado, las muestras que se identificaron macro y micromorfológicamente como caliches están compuestas, en su mayoría, por calcita en proporciones que van desde 87.7% a 100% (Fig. 20). En el caso de los carbonatos palustres, KM10 tiene 99.8 % de calcita (Tabla 4). En las muestras de la sección Katerpillar se detectan también pequeñas cantidades (menos del 2%) de siderita, cuarzo y basanita.

#### *4.4.4. Isótopos estables de C y O*

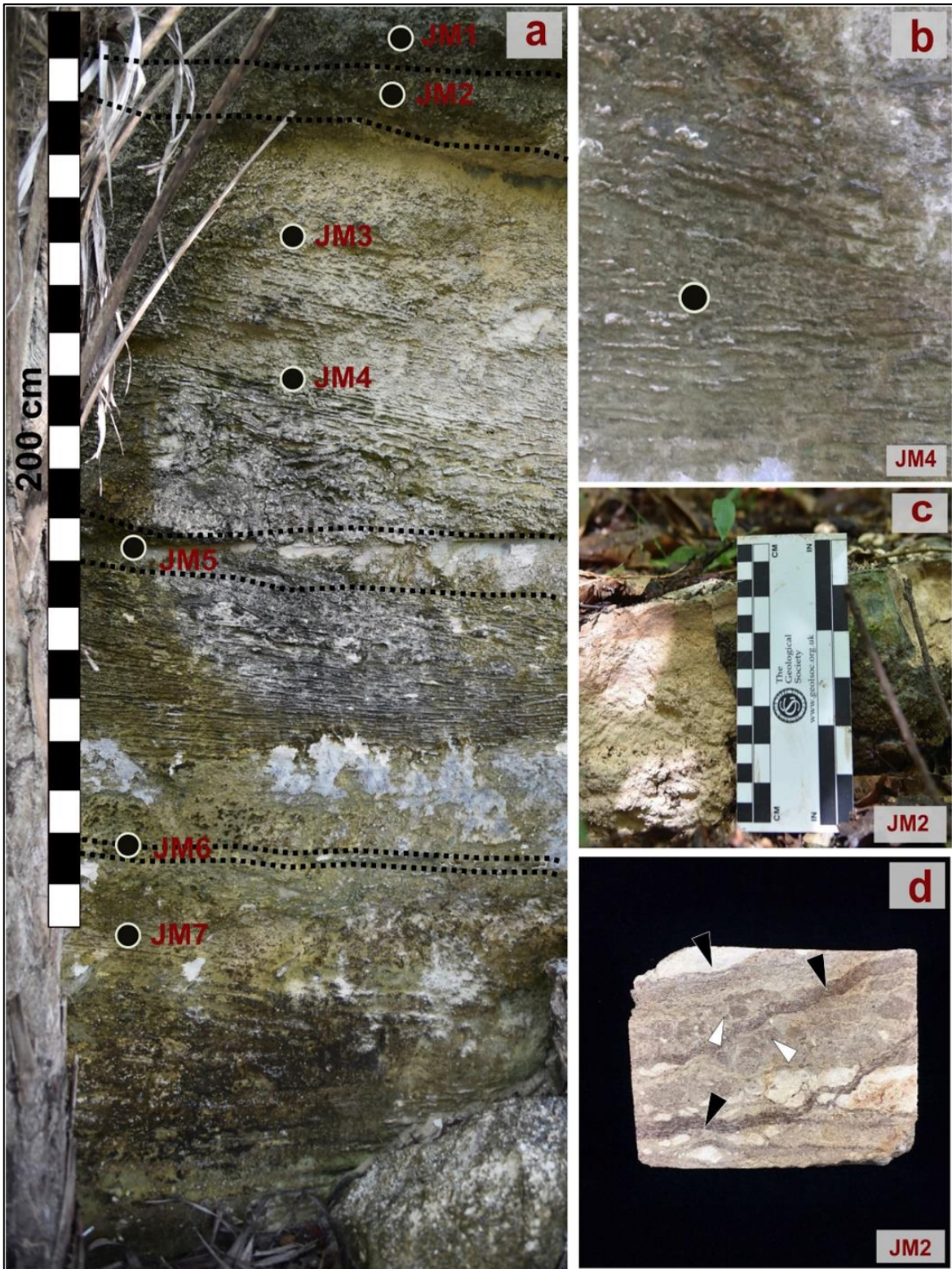
Los valores de caliches, calcarenitas y carbonatos palustres se muestran en la Tabla 5. En esta sección los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  varían desde -10.10 ‰ en la muestra de caliche K1M7 a -2.85 ‰ en la calcarenita K1M3. Aunque se observa una marcada variación en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en las muestras, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  no varían tanto y van de -3.18 ‰ a -5.81 ‰

### *4.5. Sección El Jabalí*

#### *4.5.1. Descripción morfológica de la sección*

La Sección El Jabalí se ubica en la zona costera, noroeste de la isla de Cozumel (Fig. 23 a); en la misma se identificaron y muestrearon 7 niveles. La sección está constituida principalmente por estratos sedimentarios de color gris claro (muestras JM1, JM3, JM4, JM7) con laminación cruzada de ángulo bajo (Fig. 23 b) que están separados por 3 capas delgadas, más endurecidas en las siguientes profundidades: 10-20 cm (muestra JM2), 110–120 cm (muestra JM5) y 180–190 cm (muestra JM6). Estas capas presentan láminas oscuras, áreas blanquecinas y zonas con formas oscuras circulares (Fig. 23 c, d).



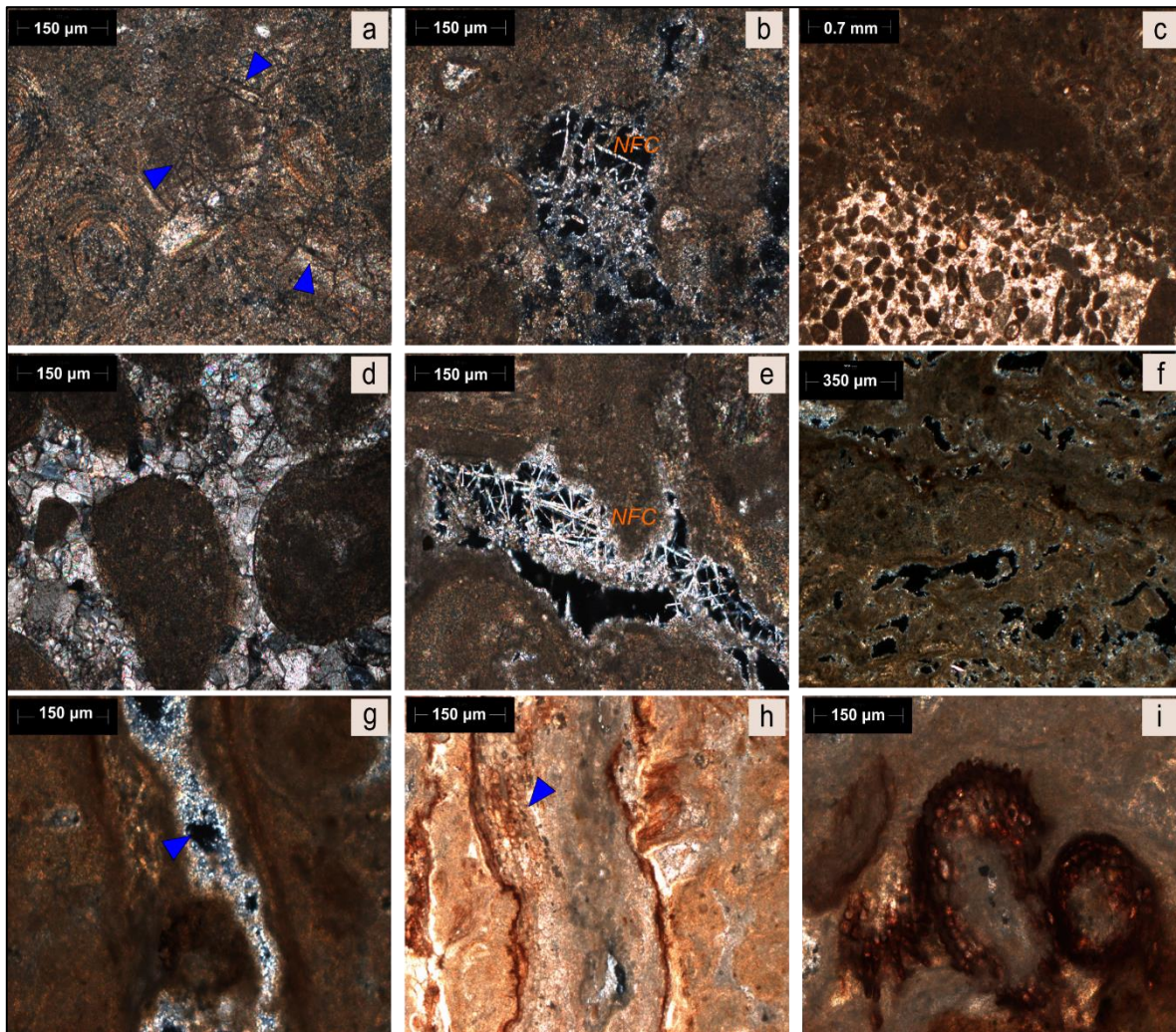


**Fig. 23.** Sección El Jabalí a) morfología general y posición de las muestras, b) laminación cruzada de ángulo bajo en los estratos sedimentarios, c) detalle de la muestra de caliche JM2, d) muestra de mano pulida de JM2, detalle de las microlaminaciones (flechas negras y blancas).



#### 4.5.2. Características micromorfológicas

Las tres muestras relacionadas con posibles niveles de caliches en la sección El Jabalí son JM2, JM5 y JM6. La muestra JM6, a una profundidad de 180 cm, es un caliche masivo y denso compuesto principalmente de micrita (Fig. 24 a). Algunas de las características pedogenéticas observables consisten en grietas circumgranulares rellenas de arcilla (Fig. 24 a) y calcita con hábitos aciculares precipitada en los poros (Fig. 24 b). JM5 (a una profundidad de 110 cm) está constituida por peloides de carbonato, cementados por cristales de micrita y esparita (Fig. 24 c, d) y, en consecuencia, el espacio poroso es escaso. Sin embargo, en algunas áreas, hay canales donde precipitan la calcita con hábitos aciculares (Fig. 24 e). El caliche en la superficie de la sección, JM2, contiene microlaminaciones de micrita (marrón y gris). Aunque la matriz micrítica es densa, tiene algunos poros, como cavidades y canales (Fig. 24 f). Algunos de los poros más largos están rellenos con microesparita (Fig. 24 g). También se observaron huellas de raíces, reemplazadas por carbonatos, así como estructura septal alveolar (Fig. 24 g, h). Se identificaron secciones transversales de raíces calcificadas con el área central rellena de micrita (Fig. 24 i).



**Fig. 24.** Microfotografías de sección El Jabalí de caliches y carbonatos palustres, a) muestra JM6, caliche masivo formado por micrita con grietas circumgranulares (LPP), b) muestra JM6, calcitas con hábitos aciculares (NFC) en los poros (LPX), c) muestra JM5, los peloides están cementados por cristales de micrita y pseudosparita (LPX), d) muestra JM5, contiene peloides cementados (LPX), e) precipitados de calcita con hábitos aciculares en los canales de muestra JM5 (LPX), f) muestra JM2, caliche laminado con porosidad media (LPX), g) muestra JM2, poros más largos (planos rugosos) rellenos con microsparita, h) muestra JM2, estructura septal alveolar (LPP), i) Secciones transversales de raíces calcificadas con sus secciones centrales rellenas con micrita (PPL).

#### 4.5.3. Mineralogía de carbonatos

En la sección El Jabalí se analizó la mineralogía de las muestras JM2 y JM5, tienen proporciones de calcita de 88.7 % y 75.4 % y de aragonita de 11.3 % y 24.6 respectivamente (Tabla 3).

#### *4.5.4. Isótopos estables de C y O*

El valor de  $\delta^{13}\text{C}$  muestra de caliche de la sección El Jabalí (muestra JM2), -7.99 ‰ es más negativo que el obtenido para la muestra de carbonato palustre JM5 de -4.43 ‰. El  $\delta^{18}\text{O}$  en las muestras JM2 y JM5 son -4.64 ‰ y -3.90 ‰ respectivamente (Tabla 5).

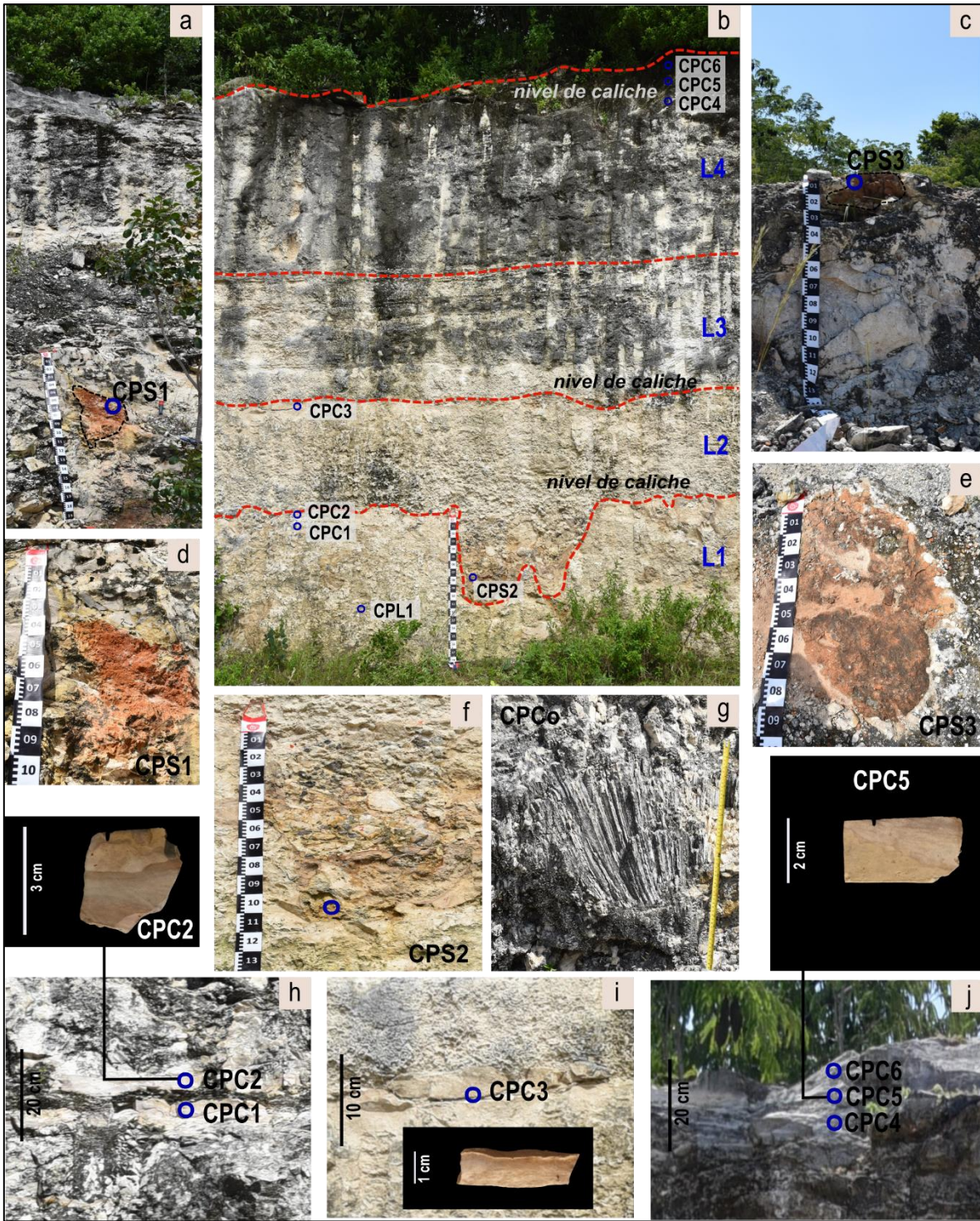
### *4.6. Sección Cantera Payo*

#### *4.6.1. Descripción morfológica de la sección*

La sección Cantera Payo se encuentra en una cantera de caliza que actualmente no está siendo explotada en la región sur de la isla de Cozumel, esta sección tiene una profundidad aproximada de 930 cm (Fig. 25 a, b, c). En la base de la secuencia, con un espesor de 180 cm, tenemos una caliza de color blanco amarillento bien consolidada (L1, en la Fig. 25 b). En este nivel se observan corales en posición de crecimiento, brechas de colapso y depresiones kársticas llenas de paleosuelos litificados (Fig. 25 b, d, e, f, g). Sobre este nivel se observa un caliche continuo y laminado con un espesor variable entre 5 y 20 cm. Sobre este caliche, hay un nivel de calcarenitas de 150 cm de espesor, poco consolidadas con abundantes rizoconcreciones (L2) y está cubierto por un caliche continuo y delgado (~ 3 cm) con algunas regiones laminadas. Directamente sobre el caliche, hay dos niveles de calcarenitas: el primero (L3) con un espesor de 110 cm y abundancia de conchas de bivalvos y el que lo recubre (L4) es un nivel de aproximadamente 200 cm en el que se encuentran sedimentos estratificados con ángulos que van de 5° a 10°. Coronando la secuencia, hay un caliche continuo de 20 cm de espesor. Se analizaron tres paleosuelos que se encuentran en L1: CPS1 (Fig. 25 a, d), CPS2 (Fig. 25 b, f) y CPS3 (Fig. 25 c, e). CPS1 es una muestra de paleosuelo litificado que se encuentra en un

conducto de disolución de 70 cm de profundidad y 50 cm de ancho (Fig. 25 d). CPS2 es un paleosuelo semi cementado en un conducto de disolución de 100 cm por 120 cm de dimensiones (Fig. 25 f). El último paleosuelo muestreado CPS3, ocupa una bolsa kárstica de 90 cm por 80 cm, se divide en dos regiones por cambios en el color (Fig. 25 e). Además, se muestrearon los tres niveles de caliches: la más profunda se dividió en dos muestras CPC1 y CPC2 (Fig. 25 b, h), en el segundo nivel de tomó la muestra CPC3 (Fig. 25 b, i) y el caliche superficial también se dividió en tres muestras, CPC4, CPC5 y CPC6 (Fig. 25 b, j).





**Fig. 25.** Sección Cantera Payo y posición de las muestras analizadas (es una sección compuesta y se muestreó en tres diferentes paredes). a) paleosuelo pardo rojizo CPS1 en el nivel L1; b) pared mayor de la sección donde se aprecian los tres niveles de caliches y el paleosuelo CPS2; c) paleosuelo CPS3; d) bolsa con paleosuelo rojo litificado CPS1; e) vista superior de la bolsa kárstica rellena con el paleosuelo

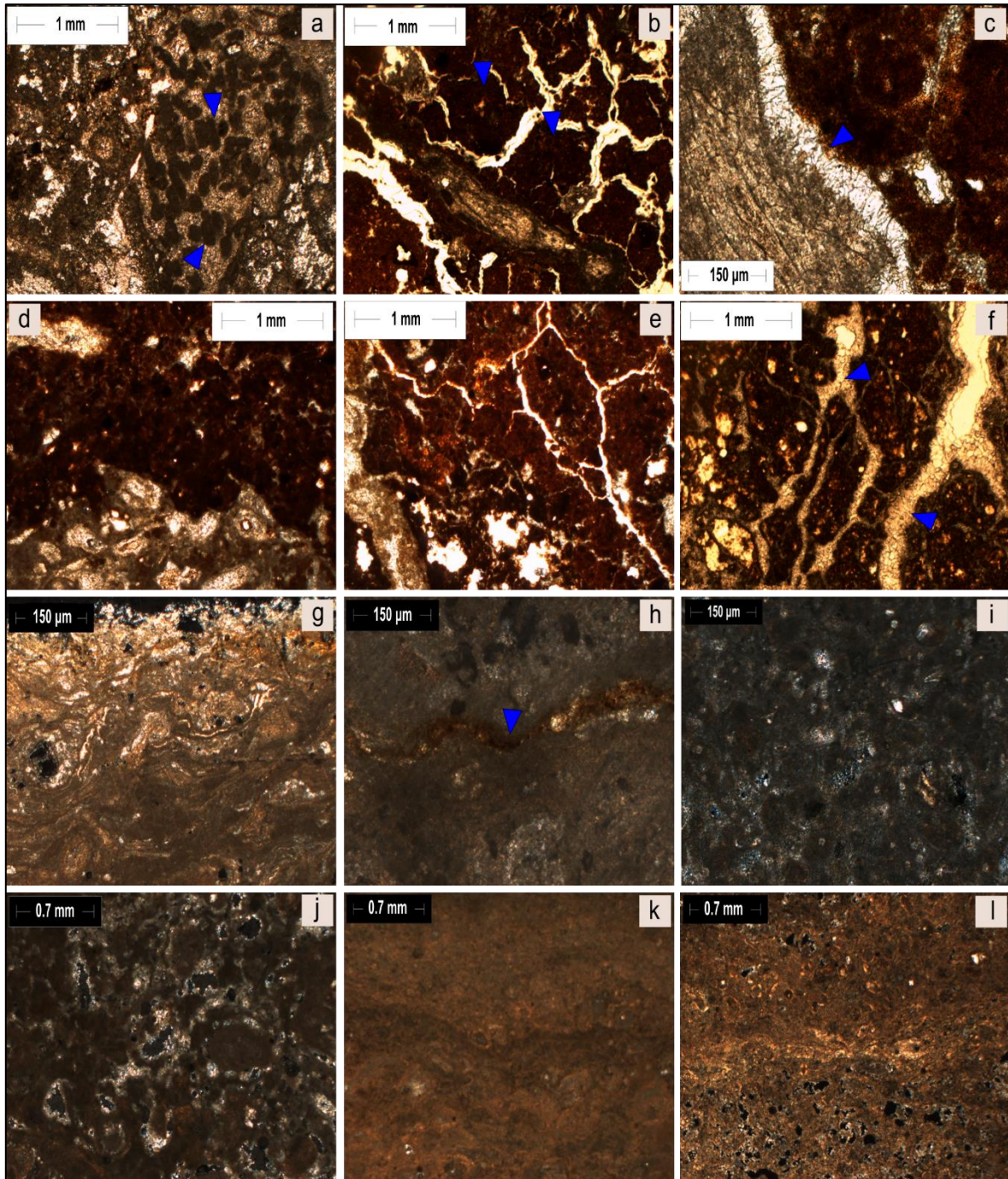
litificado CPS3; f) paleosuelo litificado de color pardo CPS2; g) coral en posición de crecimiento en el nivel L1 (muestra CPCo); h) nivel de caliche que limita en nivel L1 (muestras CPC1, CPC2); i) caliche localizado sobre el nivel L2 (muestra CPS3); i) caliche superficial de la sección Cantera Payo dividido en tres regiones (muestras CPC4, CPC5, CPC6).

#### 4.6.2. Características micromorfológicas

Se analizó la micromorfología de tres niveles de caliche y tres paleosuelos. También se analizó la muestra de CPL1, observándose una matriz de bioclastos y pellets cementados con micrita y microesparita (Fig. 26 a). La muestra de paleosuelo CPS1 consiste en una matriz arcillosa con una estructura de bloques angulares y subangulares (Fig. 26 b). Se observan fragmentos de raíces y nódulos de Fe y Mn. Los agregados del suelo están cementados por micrita y esparita. El contacto del paleosuelo CPS1 con la muestra de caliche CPC1 es un cemento esparítico (Fig. 26 c). La muestra de paleosuelo CPS2 tiene una estructura granular y una estructura en bloques subangulares, en diferentes áreas (Fig. 26 d, e). En la muestra también se identificaron nódulos y arcilla relleno algunos poros (Fig. 26 e). Los agregados de suelo están cementados por micrita. La muestra de paleosuelo CPS3 tiene una estructura de bloque subangular, el espacio entre los agregados del suelo está relleno con cemento esparítico (Fig. 26 f).

El caliche CPC1 muestra laminaciones y huellas de raíces (Fig. 26 g) en tanto que CPC2 tiene menos laminaciones, pero se observan microlaminaciones de arcilla (Fig. 26 h) y una mayor porosidad, los cuales están llenos o parcialmente llenos de micrita o microesparita. Otra característica que se observa es la presencia de pellets. El caliche CPC3 es micrítico, masivo con restos de fragmentos de suelo redondeados (Fig. 26 i). El caliche superficial se divide en tres muestras: CPC4, CPC5 y CPC6. El área inferior (muestra CPC4) está en contacto con una región con fósiles cementados, pero su matriz es de micrita con alta porosidad (Fig. 26 j). La muestra de CPC5 presenta laminaciones con hábito columnar y pequeñas áreas con ooides (Fig. 26 k). La región superior del caliche, CPC6, también muestra laminaciones, pero una porosidad menor que CPC4 (Fig. 26 l).





**Fig. 26.** Microfotografías de caliches y paleosuelos en la sección Cantera Payo. a) pellets cementados por carbonatos en la muestra CPL1; b) estructura de bloques angulares en el paleosuelo CPS1; c) cemento esparítico en el contacto del paleosuelo CPS1 y el caliche CPC1; d) estructura granular de paleosuelo CPS2; e) estructura de bloques subangulares, huellas de raíces y arcilla relleno algunos poros de la muestra CPS2; f) estructura en bloques subangulares en la muestra del paleosuelo CPS3 con carbonatos esparíticos y pseudo-esparítico cementando los fragmentos

de suelo; g) laminaciones y huellas de raíces en la muestra de caliche CPC1; h) matriz micrítica del caliche con microlaminaciones de arcilla; i) muestra CPC3, caliche micrítico masivo con algunos fragmentos de suelo; j) contacto del caliche CPC4 poroso con el nivel L4; k) caliche CPC5 con laminaciones de hábito columnar; l) laminaciones en el caliche CPC6.

#### *4.6.3. Mineralogía de carbonatos*

En esta sección se determinó la mineralogía de la muestra de caliza CPL1, la cual pertenece al nivel en donde se encuentran presentes los paleosuelos litificados y consistió en calcita, aragonita y boehmita (Tabla 3). Se determinó la mineralogía de la calcreta CPC1, que consistió en un 100% de calcita.

#### *4.6.4. Isótopos estables de C y O*

Las firmas isotópicas de obtenidas en Catera Payo se muestran en la Tabla 5. Las muestras CPC1 y CPC2 tiene valores similares de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $-10.21\text{‰}$  y  $-10.50\text{‰}$  respectivamente. CPC3 es menos negativo que CPC1 y CPC2:  $-8.99\text{‰}$ . En el caso del caliche ubicado en la superficie de la sección, se observa una variación considerable entre los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de las muestras CPC4, CPC5, CPC6 que van desde  $-3.89\text{‰}$  a  $-9.40\text{‰}$  a pesar de que el espesor del caliche no es mayor de 15 cm.

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  tienen un comportamiento diferente al mostrado por los de  $\delta^{13}\text{C}$  ya que no se observan grandes variaciones en las muestras analizadas. El valor medio es  $-3.49\text{‰}$ . CPC1 muestra el valor más negativo de  $-5.05\text{‰}$ , y el menos negativo se encuentra en una de las muestras de caliche poco profundas con  $-3.32\text{‰}$ .

#### *4.6.5. Cronología de U-Th*

Las fechas obtenidas para los caliches de esta sección aparecen en la Tabla 5. Se fechó un coral (muestra CPCo) en una posición de crecimiento a 900 cm de profundidad. El coral tiene más de 500 ky, ya que el método usado no es capaz de registrar la edad. El resto de las muestras fechadas son caliches, dos del nivel inferior



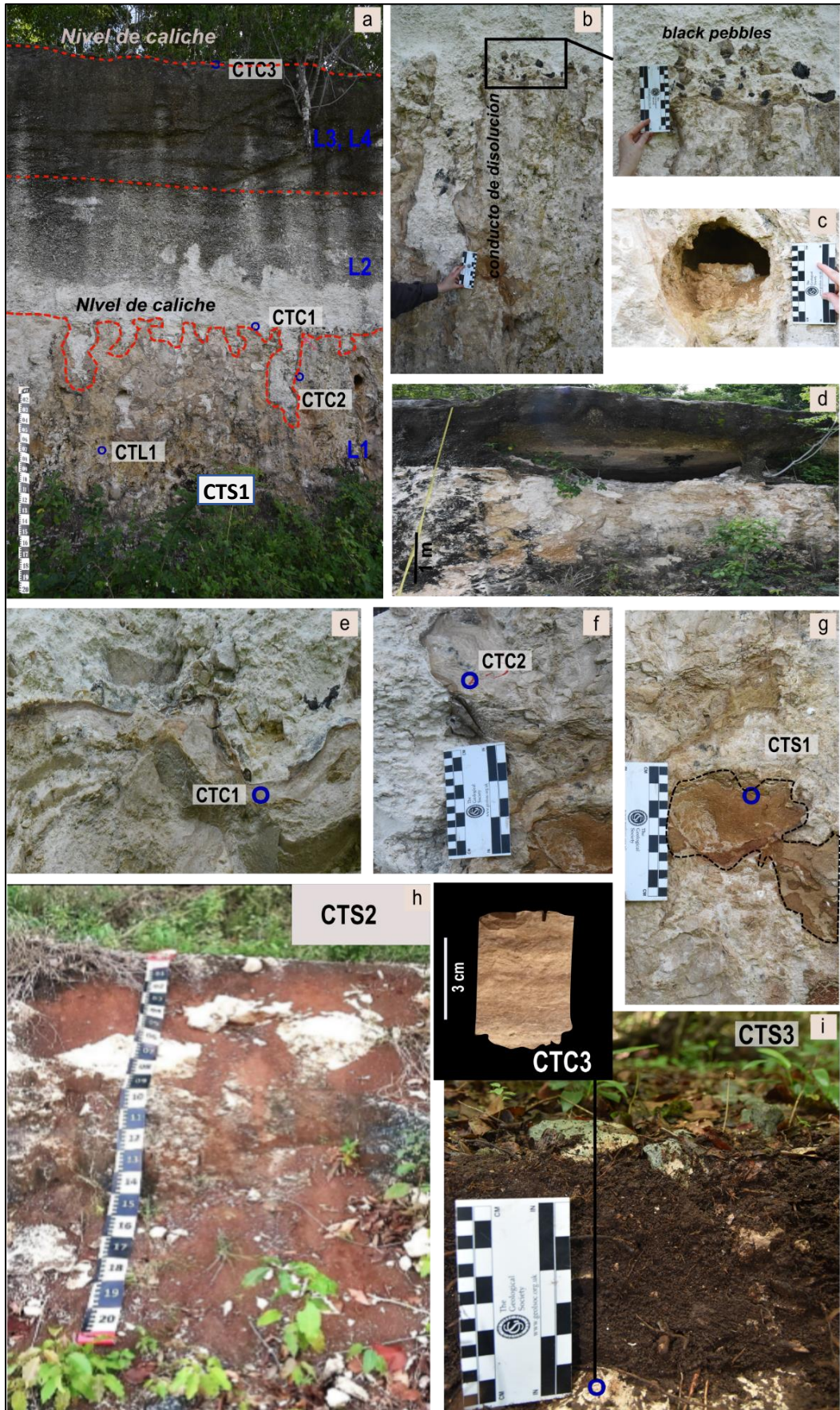
(muestras CPC1 y CPC2) y una perteneciente al caliche superficial (muestra CPC5). La muestra CPC1 tiene una edad de 153 ky mientras que el valor del caliche más joven es de aproximadamente 70 ky.

#### *4.7. Sección Cantera Transversal*

##### *4.7.1. Descripción morfológica de la sección*

La sección Cantera Transversal se encuentra a 2.7 km de la costa de la Isla Cozumel y tiene una profundidad de 520 cm. La base de la secuencia es una caliza consolidada de color blanco-amarillento de aproximadamente 230 cm de espesor (L1, muestra CTL1) (Fig. 27 a). En este nivel de calizas, el desarrollo del paleokarst queda evidenciado por la presencia de conductos de disolución rellenos de paleosuelos litificados, o sedimentos y gravas negras (*black pebbles*) (Fig. 27 b) y cuevas pequeñas (Fig. 27 c). Por encima de este nivel se observa un caliche que alcanza un espesor máximo de 7 cm, laminado y continuo (Fig. 27 a, d, e). El nivel de calcarenitas L2 tiene 140 cm de espesor; está poco consolidado, con rizoconcreciones y abundancia de conchas de bivalvos (Fig. 27 a). El nivel superior de calcarenitas (L3-L4) tiene un espesor aproximado de 150 cm y en su superficie es más denso y compacto, sin rizoconcreciones y con ángulos de estratificación que van de 0° a 3° (Fig. 27 a). En la parte superior de la sección se observa un caliche de 4 cm de espesor (Fig. 27 i) y es posible encontrar suelos modernos con diferencias de profundidad y color (Fig. 27 h, i).

En esta sección se muestrearon los dos niveles de caliches, en el primer nivel se tomaron las muestras CTC1 y CTC2 y en el nivel superior, la muestra de CTC3. También se analizaron un paleosuelo litificado, CTS1, y dos suelos modernos en la superficie de la sección, CTS2 y CTS3.

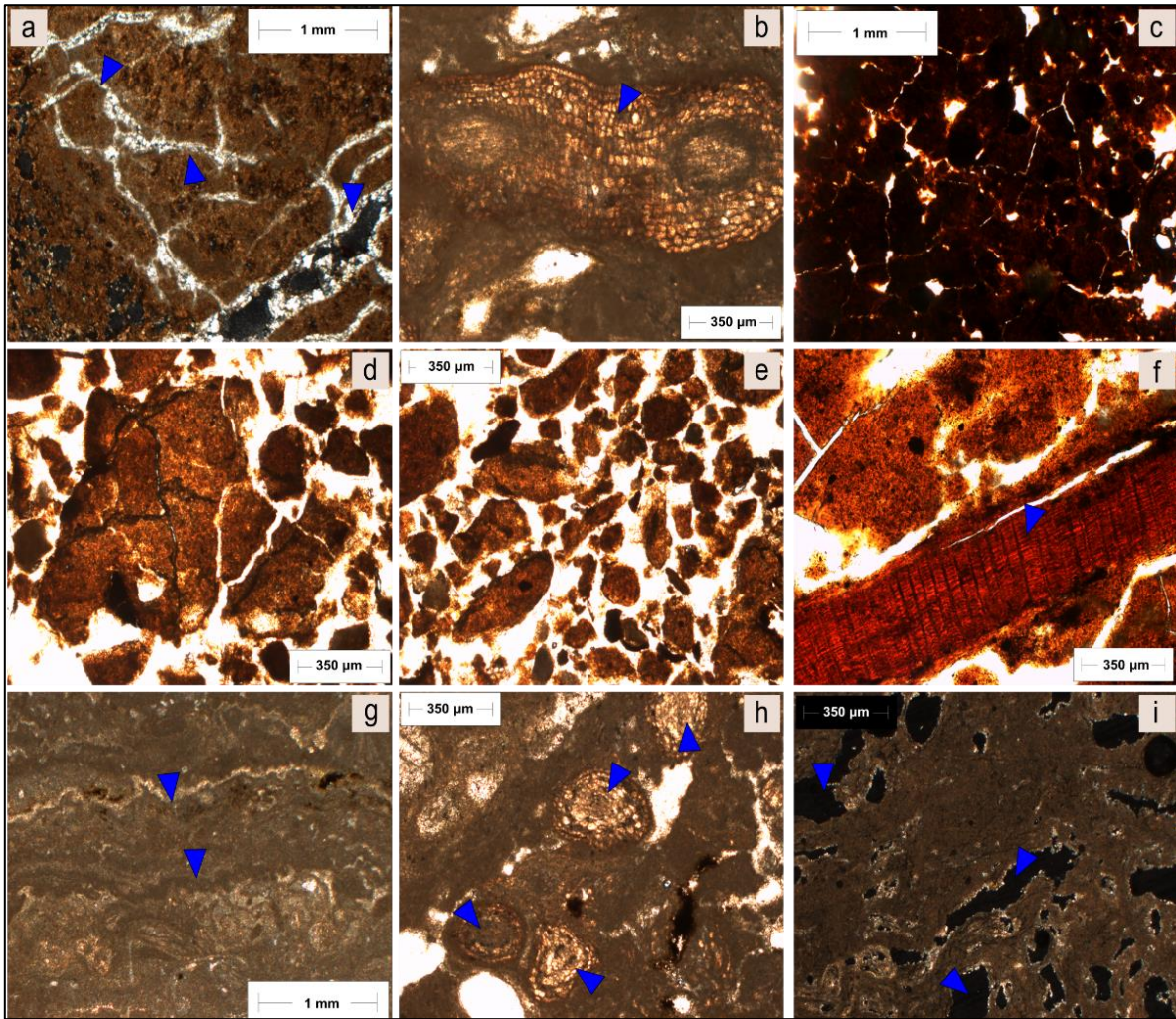


**Fig. 27.** Sección Cantera Transversal y posición de las muestras analizadas; a) sección con dos niveles de caliches; b) conductos de disolución rellenos de sedimentos y paleosuelos; c) conducto de disolución relleno de suelo pardo amarillento; d) pequeña cueva de flaco de margen cercana a la superficie de la sección; e) caliche CTC1; f) caliche CTC2 en contacto con un sedimento de color blanco; g) detalles de un conducto de disolución relleno de un paleosuelo pardo amarillento litificado (muestra CTS1); h) suelo moderno de color rojo en la parte superior de la sección (muestra CTS2); i) suelo moderno de color pardo oscuro en contacto con un caliche laminado en la superficie de la secuencia.

#### *4.7.2. Características micromorfológicas*

El paleosuelo CTS1, analizado en la sección Cantera Transversal, tiene una estructura en bloques subangulares; es arcilloso y se observa la presencia de huellas de raíces. Tanto los agregados de suelo como los tejidos vegetales están cementados por micrita y microesparita (Fig. 28, a, b). En la muestra de suelo CTS2, se observa una estructura de bloques subangulares de color marrón rojizo, sin presencia de carbonatos (Fig. 27 c). Algunos agregados del suelo tienen grietas (Fig. 28 d). La muestra de suelo CTS3 tiene una estructura principalmente granular y es un suelo muy poroso (Fig. 28 e), en el que hay abundancia de raíces (Fig. 28 f). También se observa tejido vegetal, gránulos y pocos bioclastos. Las muestras de caliches CTC1 y CTC2 tienen una matriz laminada de micrita, poca porosidad y se identifica una la estructura septal alveolar (Fig. 28 g, h). El caliche superficial de la Sección Transversal de Cantera (muestra CTC3) tiene una matriz micrítica, pero este caliche es más poroso (Fig. 28 h).





**Fig. 28.** Microfotografías de las muestras de la Cantera Transversal. a) estructura de bloques subangulares cementadas por carbonatos (muestra CTS1); b) tejido vegetal cementado por carbonatos en la muestras CTS1; c) muestras CTS2 de suelo moderno con estructura de bloques subangulares de color marrón rojizo; d) Agregados de suelo de la muestra CTS2 donde se observan grietas; e) estructura granular del suelo moderno CTS3; f) abundancia de raíces en CTS3; g) muestra CTC2 con laminaciones y estructura septal alveolar; h) estructura septal alveolar en CTC2; i) matriz micrítica del caliche CTC3 con porosidad en algunas regiones.

#### 4.7.3. Mineralogía de carbonatos

La caliza CTL1, fue analizada en la Sección Cantera Transversal. Los minerales identificados en la muestra CTL1 son aragonita, bohemia y calcita (Tabla 3)

#### *4.7.4. Isótopos estables de C y O*

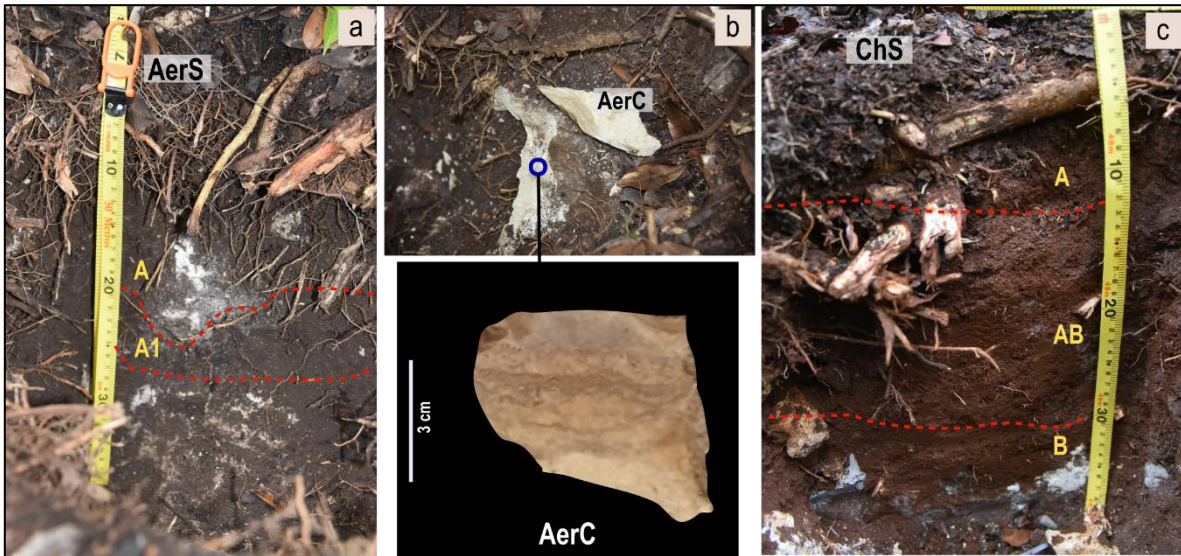
Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en la Sección Cantera Transversal se determinaron en dos áreas del caliche del nivel inferior, y en un caliche superficial que se encuentra sobre el nivel en donde se localizan las cuevas (L4) (Tabla 5). Coincidiendo con los valores encontrados en las muestras del caliche inferior de la sección Cantera Payo, las muestras CTC1 y CTC2 también presentan valores negativos similares de -11.61 ‰ y -10.46 ‰ respectivamente. En el caso del caliche superficial (muestra CTC3) el valor es -9.73 ‰. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son bastante homogéneos, siendo el valor promedio -4.63 ‰, un valor ligeramente inferior al observado en la sección Cantera Payo.

#### *4.8. Perfiles de suelos modernos Aerolito y Chempita*

##### *4.8.1. Descripción morfológica*

En el perfil Aerolito, se muestreó un suelo moderno (AerS) con una profundidad de 25 cm, dividido en dos horizontes A (0-20 cm) y A1 (20-25 cm) debido a que se observaron cambios en la compactación. Bajo este suelo, se tiene un caliche laminado (AerC) de 3 cm de espesor (Fig. 29).

El Perfil Chempita (ChS) corresponde al suelo superficial, con una profundidad de 35 cm, en donde se diferenciaron los horizontes: A (0-8 cm), AB (8-13 cm) y B (13-25 cm) (Fig. 29).



**Fig. 29.** Perfiles Aerolito y Chempita. a) perfil aerolito con los horizontes A y A1; b) caliche laminado (muestra AerC) en contacto con el horizonte A1; c) perfil Chempita con los horizontes A, AB y B.

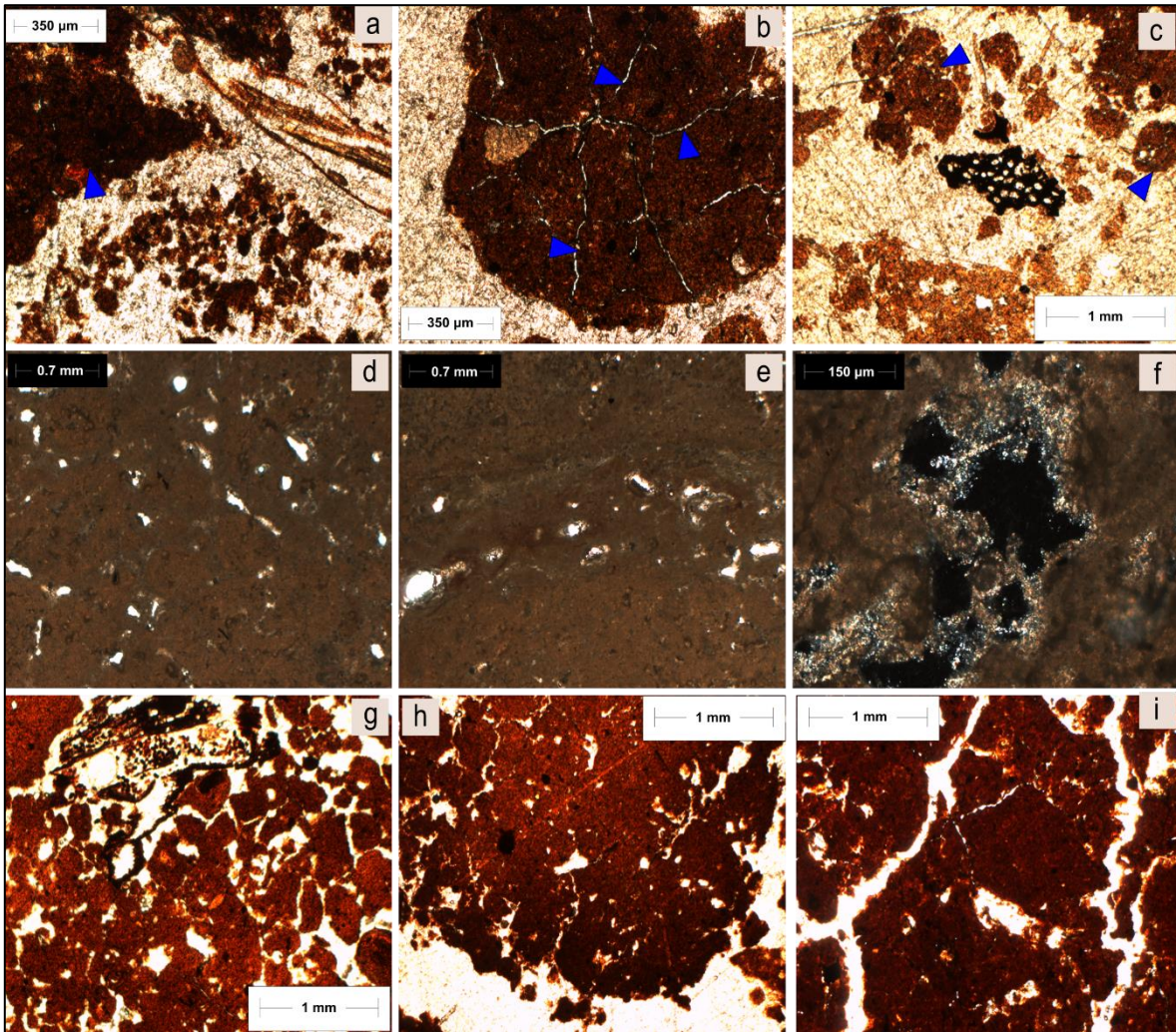
#### 4.8.2. Características micromorfológica

En el caso del Perfil Aerolito los horizontes A y A1 tienen características micromorfológicas muy similares. Una estructura granular y de bloques subangulares pequeños. Se observan restos de tejido vegetal y algunos de los agregados del suelo están rotos (Fig. 30 a, b, c).

El caliche (muestra AerC) en el fondo del perfil de suelo, tiene contacto en su parte inferior con un material sedimentario con ooides cementado por micrita. Este caliche es compacto y la matriz es micrítica (Fig. 30 d), se observan laminaciones en algunas regiones de la muestra (Fig. 30 e).

La micromorfología del Perfil Chempita muestra en el horizonte A una estructura granular con presencia de tejido vegetal y conductos radiculares (Fig. 30 g). En los horizontes más profundos (AB y B) observamos una estructura de bloque subangular y la presencia de nódulos de Fe (Fig. 30 h, i).

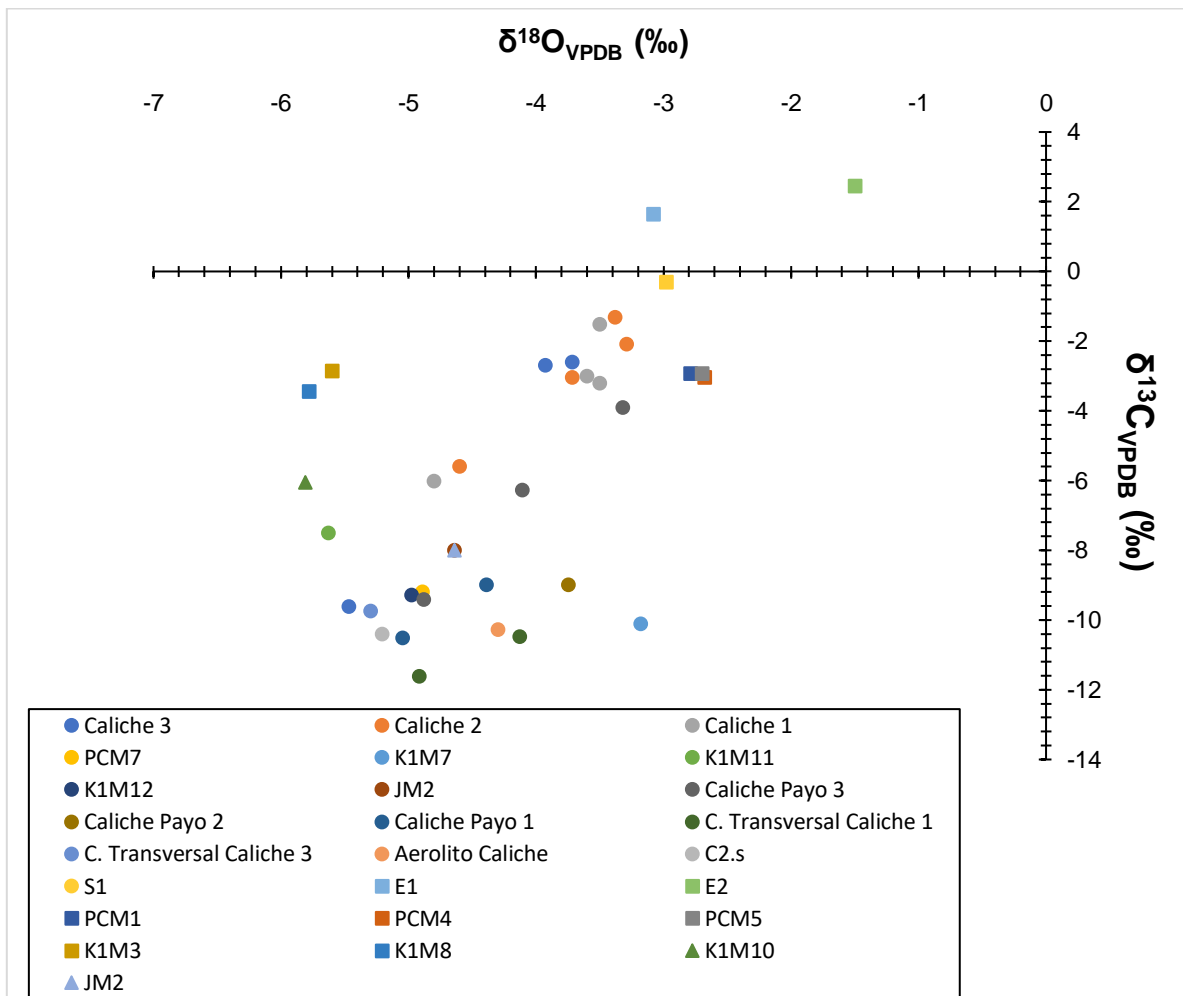




**Fig. 30.** Microfotografías de suelos de los perfiles Aerolito y Chempita y el caliche en el parte inferior del perfil Aerolito (muestra AerC). a) estructura granular y en bloques angulares (flecha azul) del horizonte A del perfil Aerolito; b) agregado de suelo redondeado con grietas (flechas azules) del horizonte A del perfil Aerolito; c) agregados de suelo con estructura en bloques suabgunares del horizonte A1 del perfil Aerolito; d) matriz micritica del caliche AerC con baja porosidad; e) laminaciones en el caliche AerC; f) presipitación de micrita en los poros del caliche AerC; g) estructura granular del horizonte A con restos vegetales del perfil Chempita; h) agregado redondeado del horizonte AB del perfil Chempita; i) estructura en bloques angulares del horizonte B del perfil Chempita con recubrimiento del arcilla en algunos de los agregados.

#### 4.8.4. Isótopos estables de C y O

Se realizaron análisis de isótopos estables en la muestra de caliche que están en contacto con el suelo moderno del perfil Aerolito. En este caso el  $\delta^{13}\text{C}$  de la muestra AEC1 es  $-10.27\text{‰}$  y el  $\delta^{18}\text{O}$  es  $-4.30\text{‰}$ , valores similares a los encontrados en las calcretas superficiales de la sección Cantera Payo y la sección Cantera Transversal.



**Fig. 17.** Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  vs. valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos estudiados (los valores de los caliches aparecen representados por círculos, las calcrenitas por cuadrados y las muestras de los dos carbonatos palustres por triángulos).



**Tabla 3.** Mineralogía de las muestras de caliches, calcarenitas y carbonatos palustres obtenida mediante Difracción de Rayos-X

| Muestra | Tipo de carbonato | % Cc  | % Ar | Mg-Cc* | Otros Minerales (%) |
|---------|-------------------|-------|------|--------|---------------------|
| C3.A    | caliche           | 76.7  | 23.3 | 0.00   | 0                   |
| C3.B    | caliche           | 78.1  | 21.9 | 0.00   | 0                   |
| C3.C    | caliche           | 62.1  | 37.9 | 0.47   | 0                   |
| C2.s    | sed               | 62.6  | 37.4 | 0.00   | 0                   |
| C2.A    | caliche           | 94.5  | 5.5  | 0.04   | 0                   |
| C2.B    | caliche           | 65.8  | 34.2 | 0.12   | 0                   |
| C2.C    | caliche           | 66.0  | 34.0 | 0.00   | 0                   |
| C2.D    | caliche           | 64.7  | 35.3 | 0.00   | 0                   |
| S1      | calcarenita       | 86.8  | 13.2 | 0.28   | 0                   |
| E1      | calcarenita       | 53.4  | 46.6 | 2.45   | 0                   |
| E2      | calcarenita       | 28.1  | 71.9 | 3.22   | 0                   |
| PCM1    | calcarenita       | 63.4  | 36.8 |        | 0                   |
| PCM4    | calcarenita       | 55.8  | 44.2 |        | 0                   |
| PCM5    | calcarenita       | 55.1  | 44.9 |        | 0                   |
| PCM7    | caliche           | 98.0  | 2.0  |        | 0                   |
| KM3     | calcarenita       | 98.2  | 0.0  |        | 1.8 (Basanita)      |
| KM7     | caliche           | 99.0  | 0.0  |        | 1.0 (Cuarzo)        |
| KM8     | calcarenita       | 98.5  | 1.1  |        | 0.4 (Siderita)      |
| KM10    | palustre          | 99.8  | 0.2  |        | 0                   |
| KM11    | caliche           | 100.0 | 0.0  |        | 0                   |

|      |             |      |      |              |
|------|-------------|------|------|--------------|
| KM12 | caliche     | 93.3 | 0.7  | 0            |
| JM2  | caliche     | 88.7 | 11.3 | 0            |
| JM5  | palustre    | 75.4 | 24.6 | 0            |
| CPC5 | caliche     | 100  | 0    | 0            |
| CPC2 | caliche     | 93   | 4    | 3 (Bohemita) |
| CPC1 | caliche     | 93   | 4    | 3 (Bohemita) |
| CTL1 | calcarenita | 91   | 7    | 2 (Bohemita) |

**Tabla 4.** Composición de elementos mayoritarios en muestras de roca total obtenidos por Fluorescencia de Rayos-X.

| Óxido                           | C3.A  | C3.B  | C3.C  | C3.D  | C2.s  | C2.A  | C2.B  | C2.C  | C2.D  | E1    | E2    |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| (%)                             |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub>                | 0.37  | 0.39  | 0.35  | 0.34  | 0.34  | 0.45  | 0.36  | 0.38  | 0.45  | 0.37  | 0.42  |
| TiO <sub>2</sub>                | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0.52  | 1.07  | 0.27  | 0.28  | 0.62  | 0.38  | 1.11  | 1.11  | 0.56  | 0.63  | 0.68  |
| ∑Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.07  | 0.07  | 0.07  | 0.06  | 0.07  | 0.08  | 0.08  | 0.07  | 0.08  | 0.07  | 0.07  |
| MnO                             | 0.01  | 0.04  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.04  | 0.04  | 0.02  | 0.02  | 0.02  |
| MgO                             | 0.34  | 0.47  | 0.40  | 0.43  | 0.50  | 0.36  | 0.69  | 0.38  | 0.40  | 0.49  | 0.45  |
| CaO                             | 54.20 | 52.30 | 53.78 | 54.61 | 53.44 | 53.79 | 52.72 | 52.65 | 53.74 | 52.79 | 52.93 |
| Na <sub>2</sub> O               | 0.26  | 0.23  | 0.26  | 0.11  | 0.22  | 0.25  | 0.21  | 0.22  | 0.17  | 0.24  | 0.34  |
| K <sub>2</sub> O                | 0.02  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.02  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0.02  | 0.02  | 0.03  | 0.02  | 0.03  | 0.03  | 0.03  | 0.02  | 0.02  | 0.03  | 0.03  |

LOI      44.72   44.31   44.37   44.50   44.20   44.63   44.40   44.49   44.22   44.17   44.19

**Tabla 5.** Edades de U-Th de muestras seleccionadas con la propuesta de Etapa Isotópica Marina (EIM), firmas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en caliches, calcarenitas y carbonatos palustres.

| Muestra | Material    | Edad (ky)   | EIM | $\delta^{13}\text{C}$<br>(‰) | $\delta^{18}\text{O}$<br>(‰) |
|---------|-------------|-------------|-----|------------------------------|------------------------------|
| C3.A    | caliche     |             |     | -9.60                        | -5.47                        |
| C3.B    | caliche     | 98.1 ± 1.0  | 5c  | -2.59                        | -3.72                        |
| C3.C    | caliche     | 101.2 ± 1.5 | 5c  | -2.68                        | -3.93                        |
| C2.s    | Sed*        |             |     | -10.40                       | -5.21                        |
| C2.A    | caliche     |             |     | -3.03                        | -3.72                        |
| C2.B    | caliche     | 114.2 ± 0.9 | 5e  | -5.58                        | -4.60                        |
| C2.C    | caliche     | 114.6 ± 1.3 | 5e  | -1.31                        | -3.38                        |
| C2.D    | caliche     | 123.4 ± 1.0 | 5e  | -2.07                        | -3.29                        |
| S1      | calcarenita |             |     | -0.29                        | -2.98                        |
| E1      | calcarenita |             | -   | 1.64                         | -3.08                        |
| E2      | calcarenita |             | -   | 2.45                         | -1.50                        |
| C1.A    | caliche     |             |     | -1.50                        | -3.50                        |
| C1.B    | caliche     | 134.7 ± 3.7 | 6a  | -3.00                        | -3.60                        |
| C1.C    | caliche     | 146.2 ± 2.1 | 6b  | -3.20                        | -3.50                        |
| C1.D    | caliche     | 164.0 ± 1.9 | 6c  | -6.00                        | -4.80                        |
| PCM1    | calcarenita |             |     | -2.93                        | -2.79                        |
| PCM4    | calcarenita |             |     | -3.03                        | -2.68                        |
| PCM5    | calcarenita |             |     | -2.92                        | -2.70                        |
| PCM7    | caliche     |             |     | -9.19                        | -4.89                        |

|       |             |              |      |        |       |
|-------|-------------|--------------|------|--------|-------|
| K1M3  | calcarenita |              |      | -2.85  | -5.60 |
| K1M7  | caliche     |              |      | -10.10 | -3.18 |
| K1M8  | calcarenita |              |      | -3.44  | -5.78 |
| K1M10 | palustre    |              |      | -6.05  | -5.81 |
| K1M11 | caliche     |              |      | -7.50  | -5.63 |
| K1M12 | caliche     |              |      | -9.28  | -4.98 |
| JM2   | caliche     |              |      | -7.99  | -4.64 |
| JM5   | palustre    |              |      | -4.43  | -3.90 |
| CPC6  | caliche     |              |      | -9.40  | -4.88 |
| CPC5  | caliche     | 70.5 ± 4.7*  | 5a-4 | -6.27  | -4.11 |
| CPC4  | caliche     |              |      | -3.89  | -3.32 |
| CPC3  | caliche     |              |      | -8.99  | -3.75 |
| CPC2  | caliche     | 144.9 ± 3.0* | 6b   | -10.50 | -4.39 |
| CPC1  | caliche     | 153.5 ± 6.3* | 6b   | -10.21 | -5.05 |
| CPCo* | coral       | >500*        |      |        |       |
| CTC3  | caliche     |              |      | -9.73  | -5.30 |
| CTC2  | caliche     |              |      | -11.61 | -4.92 |
| CTC1  | caliche     |              |      | -10.46 | -4.13 |
| AerC  | caliche     |              |      | -10.27 | -4.30 |

---

\*Salgado-Garrido et al. (en revisión)

## Capítulo 5. Discusión

---

### 5.1. Diferencias entre carbonatos primarios (calcarenitas) y carbonatos secundarios (caliches y carbonatos palustres)

El problema de distinguir carbonatos primarios (litogénicos) de los carbonatos secundarios (pedogénicos) ha sido planteado en investigaciones pedogenéticas y paleopedológicas a lo largo de los años. Por ejemplo, Bronger y Heinkele (1989) destacaron la importancia de identificar estos dos tipos de carbonatos para la correcta interpretación de los paleosuelos en secuencias loésicas. En la actualidad, esta distinción parece bastante simple y obvia. Sin embargo, el caso particular de la paleopedogénesis en secuencias sedimentarias calcáreas costeras presenta dificultades específicas. Las rocas y sedimentos carbonatados pueden mostrar características morfológicas similares a las encontradas en los carbonatos pedogénicos. De hecho, en muchos horizontes, hay una ocurrencia conjunta de carbonatos heredados y neoformados y un grupo podría enmascarar y ocultar al otro. Por tanto, debido a la complejidad de los geosistemas costeros, en este trabajo se integran las propiedades analizadas, con el fin de desarrollar una metodología de diferenciación de los caliches, de los carbonatos palustres y calcarenitas. Esta integración demuestra que las siguientes características son claves en la discriminación:

- a. *Características macro y micromorfológicas.* Algunas de las características que comprueban la presencia de caliches incluyen sistemas radiculares (Jones, 1992, Wright et al., 1995, Alonso-Zarza y Jones, 2007, Alonso-Zarza, 2018), así como laminaciones con micromorfológicas relacionadas a la actividad microbiana de cianobacterias, bacterias, hongos y líquenes (Verrecchia et al., 1995, Wright et al., 1996, Freytet et al., 1997, Alonso-Zarza y Wright, 2010) que corresponden con el tipo de microfábrica- $\beta$ . En las secciones estudiadas, 10 de los 14 caliches analizados tienen laminaciones observables a macroescala (Fig. 11 d; Fig. 13 b, c; Fig. 21 d; Fig. 23 d; Fig. 25 h, i, j; Fig. 27 i; Fig. 29 b). Los análisis micromorfológicos apoyan estas

observaciones, ya que se observaron huellas de raíces, reemplazadas por carbonatos y con una estructura septal alveolar (Fig. 12 e; Fig. 14 c; Fig. 19 e; Fig. 24 h, i; Fig. 26 e, b). Alonso-Zarza y Jones (2007) consideran que las laminaciones micríticas en caliches y la estructura septal alveolar se asocian generalmente con un sistema horizontal de raíces. La morfología discontinua e irregular en las laminaciones se atribuye a las fases de disolución y recristalización (Wright, 1989).

Además, la actividad biogénica se evidencia por la presencia de *NFC* (también microfábrica- $\beta$ ) (Fig. 12 c; Fig. 24 b, e). Estos hábitos ya han sido descritos por Ward (1975) en las secuencias sedimentarias de la PY y fueron interpretados como resultado de la actividad fúngica. Wright (1994) sugiere que la conservación de estos carbonatos fibrosos indica una pedogénesis incipiente y/o la formación del caliche en condiciones áridas a semiáridas.

Algunos de los caliches analizados tienen una matriz micrítica masiva, con grietas circumgranulares, grietas rellenas de micrita y microesparita y poros con arcilla (Fig. 19 a, b, c; Fig. 23 a, b; Fig. 24 a; Fig. 28 i). Según la clasificación de Wright (1990c), estas características son comunes en las calcaretas con microfábrica- $\alpha$  que se desarrollan bajo una cubierta de suelo y donde el tiempo para su formación puede tomar miles de años (Gile et al., 1966; Alonso- Zarza, 2003; Zamanian et al., 2016). Una característica observable en el caliche KM11 es la presencia de fragmentos de suelo rojizos con una estructura angular que sugiere la removilización del material del suelo. Se han observado estructuras similares en la zona de recristalización en suelos modernos de la Península de Yucatán, dentro de bolsas kársticas (Cabadas-Báez et al., 2010a).

La micromorfología de las calcarenitas contrasta marcadamente con las características dominantes encontradas en los caliches: bioclastos, peloides, restos de conchas marinas, foraminíferos y oolitos cubiertos por cementos esparíticos y micríticos aparecen en las secciones Cantera Cuatro y Cantera Delta (Fig. 14 d, e, f). En las secciones Playa del Carmen y Katerpillar, gasterópodos, bivalvos, briozoos y foraminíferos bentónicos están presentes en el sedimento, como evidencia de ambientes costeros de transición (Fig. 19 f, g, h; Fig. 22 g, i). En El Jabalí, la mayoría de las calcarenitas tienen las

características sedimentarias típicas de las eolianitas, incluida la estratificación cruzada de ángulo bajo (Fig. 23 a, b), así como peloides y ooides redondeados y bien clasificados (Fig. 24 b).

Por otra parte, los carbonatos palustres exhiben características tanto de caliches como de calcarenitas. Los rasgos micromorfológicos evidencian la presencia de peloides, gasterópodos y poros rellenos de microesparita-esparita (Fig. 19 e), así como áreas con nódulos de Fe y zonas de coloración más clara que evidencian la movilización del Fe (Fig. 22 c, d). En el caso de la muestra PCM3 en la sección Playa del Carmen, tenemos un carbonato peloidal/intraclástico considerado como una de las formas más desarrolladas de carbonatos palustres (Alonzo Zarza, 2003). Este tipo de carbonato se desarrolla en áreas de mareas de baja energía. La presencia de raíces en el carbonato palustre indica una cobertura vegetal bien establecida durante mucho tiempo, bajo exposición subaérea y pedogénesis. En la sección Katerpillar, el carbonato palustre KM10 tiene un fuerte patrón de moteado amarillo-naranja-rojo, concreciones de hierro y escasos fósiles, indicando la removilización del hierro cuando el nivel freático varía (Freytet, 1973). En la sección El Jabalí, el carbonato palustre JM5 presenta peloides cementados con cristales de microesparitas y *NCF* (indicativo de actividad fúngica).

- b. *Fraccionamiento de Elementos de Tierras Raras (ETR)*. El fraccionamiento del ETR puede contribuir a la diferenciación de carbonatos pedogénicos de los litogénicos (Kraimer et al., 2005, Laveuf y Cornu, 2009), aunque no sea completo. Sin embargo, su utilidad se debe a que los complejos de ETR se forman por la migración de iones carbonato dentro del perfil de suelo (Pourret et al., 2007). La concentración de ETR es mayor en las calcarenitas en comparación con los caliches (Fig. 16), debido a la disolución del carbonato durante la pedogénesis, lo que resulta en una pérdida considerable de ETR (Laveuf et al., 2008). El enriquecimiento de ETR-pesados y la anomalía negativa de Ce en los caliches se debe al ambiente alcalino (Yan et al., 1999, Compton et al., 2003), donde el  $Ce^{4+}$  forma fácilmente complejos solubles con  $CO_3^{2-}$  y  $HCO_3^-$  y puede migrar del suelo a través de la escorrentía (Huang y Wang, 2004). Es importante señalar que la muestra con menor contenido de



ETR es la capa superior del Caliche 3 (Sección Cantera Cuatro) que está en contacto con el suelo moderno y que puede verse afectada por los procesos pedogénicos actuales.

- c. *Composición de elementos mayoritarios.* Aunque las bajas concentraciones de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  son características de los carbonatos, se observan tendencias específicas en los caliches. Las bandas medias de los Caliche 2 y 3 muestran proporciones más altas de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{SiO}_2$ . Ambos elementos indican la presencia de material detrítico (Magaritz et al., 1981; Dever et al., 1983), probablemente minerales arcillosos o algunos óxidos de aluminio de bajo orden estructural, heredados del suelo (Bronger y Bruhn-Lobin, 1997, Nagatsuka y Maejima, 2002). La alta cantidad de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{SiO}_2$  coincide con la presencia de fragmentos de suelo relictos cementados por carbonatos, como se observa en los caliches (Fig. 12 a).
- d. *Calcita, calcita baja en Mg y aragonita.* El contenido de aragonita es mucho mayor en las calcarenitas que en los caliches y carbonatos palustres. Al parecer, estas calcarenitas, compuestas principalmente por ooides aragoníticos y conchas de organismos marinos (Fig. 14 f; Fig. 19, Fig. 22 g, i), sufren diagénesis en la zona vadosa, donde se produce la disolución de la aragonita, reprecipitando como carbonato cálcico, principal componente de los caliches. Este proceso también se ha observado en otras secuencias de dunas/caliches en Australia y África (Knox, 1977, Warren, 1983, Swei y Tucker, 2012) y ha sido recientemente estudiado en eolianitas holocénicas de la isla de Cancún, PY, México (Loucks y Patty, 2017). Aunque es común encontrar aragonita en caliches (Panos y Steel, 1968, Yijian et al., 1989, Reeves, 1970, Muhs et al., 2009, Huerta et al., 2015), su composición mineralógica es principalmente calcita y calcita baja en Mg (Goudie, 1972, St Arnaud y Herbillon, 1973, Watts, 1980, Hutton y Dixon, 1981, Wright y Tucker, 1991). En los caliches analizados en este trabajo, estas fases minerales también dominan, presentándose como cemento micrítico; la presencia de este tipo de cemento y calcita baja en Mg sugiere una tasa lenta de precipitación y / o una pérdida lenta de  $\text{CO}_2$  en el ambiente del suelo (Folk,

1974, Watts, 1980, Khadkikar, 2005, Khalifa, 2005). Según Warren (1983), los caliches "maduros" tienen calcita (y calcita baja en Mg como la única fase de carbonato sin la presencia de aragonita. En consecuencia, la cantidad de aragonita detectada en los caliches estudiados (Tabla 3) sugiere que no han alcanzado su mayor grado de desarrollo.

- e. *Firmas de isótopos estables de carbono y oxígeno.* Estos valores son probablemente los más significativos a la hora de diferenciar calcarenitas y caliches, ya que las calcarenitas tienen valores menos negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ , que reflejan la influencia del agua de mar sobre los carbonatos litogénicos. Por el contrario, todos los horizontes de caliches y carbonatos palustres muestran valores más altos. Lipar y colaboradores (2017) muestran resultados similares en Australia y Choquette (1976), Sanborn (1991), y Socki et al. (2004) en diferentes lugares a lo largo del litoral la PY. Las diferencias son aún más claras cuando se grafican los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , que muestran una distribución diferenciada, lo que indica claramente un patrón particular para cada tipo de carbonato (Fig. 17).

Gracias a los resultados obtenidos, ha sido posible identificar los niveles de caliches dentro de la secuencia sedimentaria. Como se ha mencionado, esta diferenciación permite establecer los límites de secuencia, en donde cada caliche representa las fases de bajo nivel del mar, con exposición subaérea. De hecho, como se verá en el apartado siguiente, la ubicación de los caliches es relevante, pues la estratigrafía regional está basada en estos niveles.

## 5.2. *Cronología y correlación de los caliches de Quintana Roo*

La estratigrafía de los sedimentos en la región costera de Quintana Roo y la isla de Cozumel se ha establecido con base en la "estratigrafía de niveles de caliche" (Fig. 8) (Lauradale et al., 1979; Ward, 1997, Spaw, 1978) (Fig. 31). La formación de caliches se ha asociado con la exposición subaérea y niveles bajos del mar durante las etapas glaciales (Ward y Brady, 1979, Spaw, 1978, Ward, 2003), mientras que las calcarenitas representan los sedimentos acumulados en los períodos interglaciares

cuando el nivel del mar aumenta. A partir de estudios geológicos en el área de estudio Ward y Wilson (1974) han descartado las costas de la PY como tectónicamente estable desde el último período glacial. Sin embargo, no hay suficientes edades absolutas. En consecuencia, la datación U/Th de los caliches en este trabajo puede dilucidar la cronología de la ciclicidad de los cambios en el nivel del mar.

Las edades de los caliches más antiguos encontrados en la sección Cantera Delta (Caliche 1) son de 164 a 134.7 ka y en la sección Cantera Payo (muestras CPC1 y CPC2) de 153.5 a 144.9 ka (Tabla 6). Estas edades limitan la formación del Caliche 1 y de las muestras del caliche inferior de la Cantera Payo a la Etapa Isotópica Marina (EIM) 6 (entre las subetapas c y a), cercano al Penúltimo Máximo Glacial (PMG), que se establece alrededor de los 140 ky (Colleoni et al., 2016). Estos resultados concuerdan con la estratigrafía propuesta por Spaw (1978), Ward y Brady (1979), Ward (1985), quienes sugieren que el Caliche I encontrado en Cozumel y el *Caliche Crust* de la costa de Yucatán (Calcrete 1 en este trabajo) se formaron durante la EIM 6.

Además, el Caliche 1 de la Cantera Delta y el nivel del caliche inferior de la Cantera Payo subyace a los sedimentos de facies lagunares que probablemente sean contemporáneos a los cordones litorales depositados a los 122 ky (Szabo et al., 1978) (Fig. 30). La calcarenita en la sección superior de la secuencia puede correlacionarse con la eolianita de Tulum (Ward y Brady, 1979, Ward, 1985), con las eolianitas de Contoy y Mujeres (Ward, 1975) y con la eolianita de Cozumel (Spaw, 1978), las cuales se formaron durante el MIS 5c y 5e. Estas edades también coinciden con las dunas desarrolladas en las Bahamas hace aproximadamente 118 ky (Hearty y Neumann, 2001).

La edad del Caliche 2 de la Cantera Cuatro, localizado sobre las calcarenitas, oscila entre 114.2 y 123.4 ka y, a diferencia del Caliche 1 de la Cantera Delta y del nivel inferior de la Cantera Payo, corresponde a un estadio interglacial EIM 5c-5d. Para explicar la formación de este caliche, es importante considerar las fluctuaciones del nivel del mar reportadas durante ese período. Existe consenso en que durante el Último Interglacial (UIG), el nivel del mar estuvo entre 6 y 9 m más alto que el actual, a escala global (Dutton et al., 2015). Koops (2009) determinó un nivel global, al

menos 6.6 m más alto que el actual, con un 95% de probabilidad. Después de este aumento del nivel del mar, se detectó una rápida disminución en  $\sim 124 - 120$  ka, con una tasa de  $2.8-8.4$  mky<sup>-1</sup> (Barlow et al., 2018). En la región del Caribe, incluidas Bermudas, Bahamas, Haití y Barbados, las estimaciones del nivel relativo del mar también registraron un aumento durante UIG con una disminución posterior (Chen et al., 1991; Muhs et al., 2002; Dumas et al., 2006; Dutton y Lambeck, 2012). En el caso de Haití, se estimó una caída del nivel del mar de  $-11$  m por debajo del nivel del mar reciente (dnmr) a los 120 ka (Dumas et al., 2006). En Barbados, después de un nivel máximo en  $\sim 132-128$  ka, también se documentó una caída de 11 m dnmr a  $\sim 120-118$  ka (Schellmann et al., 2004). En la PY, se reportó un aumento en el nivel del mar entre  $+2$  y  $+3$  m snmr a aproximadamente los 121 ka, basado en fechas U/Th en corales (Blanchon et al., 2009, Blanchon, 2010). La investigación en espeleotemas en el corredor Xel Ha-Tulum mostró un descenso del nivel del mar de  $4.9$  a  $-11.0$  m respecto al nmr durante la EIM 5c, entre los 118-108 ka (Moseley et al., 2013). Teniendo en cuenta estas tendencias, nuestros resultados sugieren que el Caliche 2 (fechado en la EIM 5e) en la PY se formó en condiciones de exposición subaérea, cuando el nivel del mar descendió.

La edad de Caliche 3 en la parte superior de la sección Cantera Cuatro oscila entre 101 y 98 ka, cercana a la transición a la etapa MIS 5d (evento interglacial frío) con un nivel relativo del mar más bajo que en la EIM 5e. En Barbados, durante la EIM 5c, el nivel del mar disminuye alrededor de  $-13$ ,  $-20$  y  $-25$  m dnmr ( $\sim 105$  ky) (Schellmann et al., 2004). En Haití, se determina un nivel relativo del mar de  $-8$  m a los 107 ka y de  $-11$  m a 82,6 ky (Dumas et al., 2006). Moseley et al. (2013) también sugieren una tendencia hacia la disminución del nivel del mar en la EIM 5c.

El caliche más joven fechado es el caliche superficial de la sección Cantera Payo, muestra CPC5, con 70.5 ky y corresponde con la transición de la EIM 5a a la EIM 4. Los registros de corales en Barbados para esta etapa indican que el nivel del mar cayó casi 60 m en menos de 6 ky ( $10,6$  m / ky) durante esta transición (Cutler et al., 2003).

En consecuencia, las edades en el presente trabajo consideran la formación de caliches relacionada con condiciones bajas del nivel del mar, que coinciden muy bien

con los eventos registrados a nivel regional. Por su parte, la sedimentación de calcarenita corresponde a etapas interglaciales, cuando el nivel del mar aumenta.

|             | EIM* | Edad<br>(U/Th)(ka) | Caliche (muestra)                            | Islas eólicas<br>(Ward, 1975)        | Cozumel<br>(Spaw 1978)  | Costa de Yucatan<br>(Ward and Brady, 1979,<br>Ward, 1985)                         |   |
|-------------|------|--------------------|--|--------------------------------------|---|---|---|
| Holoceno    | 1    |                    |  | Eolianita Blanca<br>Eolianite Cancun | Lodo lagunar<br>Deposito de playa<br>Arrecife coralino<br>Depositos de<br>playa | Arrecife coralino<br>Lodos lagunares<br>Sedimentos de playa<br>Pantano de manglar |   |
|             |      | 2                  |  |                                      |   |   |   |
| Pleistoceno | 3    |                    |  |                                      |   |   |   |
|             | 4    |                    |  | Costra de Caliche                    | Caliche II  | Costra de Caliche   |   |
|             | 5    | a                  | 70.5   | CPC5                                 | ? Eolianita Mujeres   | Eolianita   | Eolianita de Tulum                              |
|             |      | b                  |  |                                      |   |   |   |
|             |      | c                  | 98.1<br>101.2                                | C3.B<br>C3.C                         | ? Eolianita de Contoy<br>Eolianita de P. Viejo                                  |   |   |
|             |      | d                  |  |                                      |   |   |   |
|             |      | e                  | 114.2<br>114.6<br>123.4<br>~122 <sup>1</sup> | C2.B<br>C2.C<br>C2.D                 |   | Super-Caliche I   | Grainstone litoral<br>Arrecife-Laguna<br>Caliza |
|             | 6    | a                  | 134.7  | C1.B                                 |   | Caliche I   | Costra de Caliche                               |
|             |      | b                  | 144.9<br>146.2<br>153.5                      | CPC2<br>C1.C<br>CPC1                 |   |   |   |
|             |      | c                  | 164.0  | C1.D                                 |   |   |   |
|             |      | d                  |  |                                      |   |   |   |
|             |      | e                  |  |                                      |   |   |   |
| 7?          |      |                    |  |                                      | Sub- Caliche I  | Superficial marino<br>Caliza y Dolomita   |   |

Fig. 31. Relación estratigráfica y cronológica de carbonatos litogénicos y pedogénicos del Pleistoceno y Holoceno en la costa noreste de la Península de Yucatán, Cozumel e islas eólicas (Modificado de Ward, 1997 a partir de las fechas obtenidas en este trabajo y basada en los trabajos de Ward y Brady (1979), Ward (1975, 1985) y Spaw, 1978. \*: EIM: etapa isotópica marina. 1: fecha obtenida por Szabo et al. (1978) para corales fósiles de secciones en Cancún, Akumal y Playa del Carmen

### 5.3. Reconstrucción paleoambiental basada en isótopos estables de C y O

El desarrollo de los caliches sobre sustratos calcáreos se ha asociado con un aumento continuo de la pedogénesis durante una etapa de exposición subaérea (Leeder, 1975, Wright y Marriott, 1996). Como los caliches se producen en el ambiente edáfico en equilibrio con el CO<sub>2</sub> del suelo (Cerling, 1999), pueden utilizarse en la reconstrucción paleoambiental a través de las firmas isotópicas de C y O (por ejemplo: Pustovoytov et al., 2007a, Pustovoytov et al., 2007b, Monger et al., 2009, Brlek y Glumac, 2014). Los caliches en el registro geológico se desarrollan bajo condiciones climáticas diversas, desde ambientes áridos o semiáridos hasta ambientes semihúmedos y húmedos. Los análisis isotópicos en las diferentes zonas de los caliches sugieren procesos de formación, que pueden estar asociados con variaciones en las condiciones climáticas. Por ejemplo, la matriz micrítica en varios caliches tiene los valores isotópicos de carbono y oxígeno más pesados, lo que indica una aridez predominante (Goudie, 1983, Alonso-Zarza, 2003, Alonso-Zarza y Wright, 2010). Por el contrario, las calcretas laminares con estructuras septales alveolares tienen valores de isótopos de carbono más ligeros, lo que se interpreta como indicador de una densa cobertura vegetal en un clima menos árido.

Cerling y Quade (1993) propusieron un modelo de fraccionamiento para relacionar los valores isotópicos de la materia orgánica del suelo (MOS)  $\delta^{13}\text{C}$  con los de los carbonatos pedogénicos. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de los carbonatos pedogénicos asociados con las plantas C<sub>3</sub> oscilan entre -9 y -12 ‰. Por el contrario, las firmas de  $\delta^{13}\text{C}$  para carbonatos formados en suelos con plantas C<sub>4</sub> exclusivamente tienen valores entre 1 y 3 ‰ (Cerling, 1984, Zamanian et al., 2016).

En consecuencia, los valores isotópicos del Caliche 1 de la Cantera Delta, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -6 ‰ y -1.5 ‰, para fechas de la EIM 6c a 6a, indican una contribución de vegetación principalmente C<sub>4</sub>. El valor más negativo del caliche está en la zona ubicada a mayor profundidad y podría estar relacionado con un mayor aporte de plantas C<sub>3</sub>. En consecuencia, una mayor proporción de plantas C<sub>4</sub> corresponde a la estructura en bandas más joven (C1.A), lo que sugiere un aumento de las condiciones áridas en la etapa glacial (134.7 ky), coincidiendo con el PMG. En el caso del caliche inferior de la Cantera Payo (muestras CPC1 y CPC2) con fechas de la EIM 6b, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  son inferiores respecto a los obtenidos para el Caliche 1 de Cantera Delta. Para este caliche el valor indica la presencia de plantas C<sub>3</sub> con un valor

promedio de  $\delta^{13}\text{C}$  de -10.36 ‰. En el resto de las secciones los caliches inferiores de las secuencias, los valores están entre -11.61 ‰ (para la muestra CTC2 de la sección Cantera Transversal) y -7.50 ‰ (para la muestra K1M11 de la sección Katerpillar) indicando una mayor abundancia de plantas C3 y un posible cambio a una cobertura vegetal mixta C3/C4.

La composición isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  del Caliche 2 (EIM 5e) indica otra tendencia. Aquí, los valores más altos de  $\delta^{13}\text{C}$  se encuentran en las bandas inferiores, C2.C y C2.D (-1,31 y -2,07 ‰, respectivamente) evidenciando una menor proporción de plantas C4 en las bandas superiores. Estos resultados pueden interpretarse como el producto de un clima más cálido durante el último interglaciar, donde es probable que la tasa de evaporación excediera la de precipitación. El sedimento ubicado entre las dos calcretas, C2.s, presenta el valor más bajo de  $\delta^{13}\text{C}$ , lo que indica claramente la influencia de una cubierta vegetal constituida por plantas C3.

El caliche más joven de la sección Cantera Cuatro, Caliche 3 (EIM 5c), evidencia una diferencia notable en los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$ ; las zonas que están a mayor profundidad tienen valores de -2.68 ‰ y -2.59 ‰, lo que sugiere una vegetación mixta con abundancia de plantas C4. Mientras que la laminación superficial exhibe un  $\delta^{13}\text{C}$  de -9.60 ‰, valor considerablemente más bajo. Esta muestra tiene una firma isotópica que sugiere un cambio repentino a una cobertura vegetal de plantas C3, bajo un clima húmedo. En el caliche superficial de la Cantera Payo (muestras CPC4, CPC5 y CPC6) se observa la misma tendencia con valores que van de -3.98 ‰ a -9.40 ‰. También para los caliches superficiales en contacto con el suelo moderno de las Secciones Cantera Transversal, El Jabalí y Aerolito se obtuvieron valores significativamente negativos de -9.73 ‰ -7.99 ‰ y -10.27 ‰ respectivamente; indicando una vegetación mixta C3/C4 en el caso del caliche de El Jabalí y C3 para los caliches de Cantera Transversal y Aerolito. Socki et al. (2004) muestran resultados similares para caliches de afloramiento litorales de la Península de Yucatán ( $\delta^{13}\text{C}$ : -7.5 ‰ a -13.5 ‰), que indica la contribución principal de plantas C3 a la cobertura vegetal. En suma, durante la EIM 5c, los datos permiten inferir condiciones un cambio en la cobertura vegetal con plantas tipo C4 relacionable con condiciones de aridez a una cobertura con mayor abundancia de plantas C4 relacionables con un ambiente más húmedo.



Las muestras identificadas como carbonatos palustres tienen valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-6.05\text{ ‰}$  (K1M10) y  $-4.43\text{ ‰}$  (JM5). Alonso-Zarza (2013) y Tanner (2000) sugieren que las firmas isotópicas de los carbonatos palustres dependen en gran medida de la vegetación del entorno donde se forman. En general, la formación de carbonatos palustres ocurre en climas semiáridos a subhúmedos con marcada estacionalidad (Alonso-Zarza, 2003; Tanner, 2010, Lucas y Tanner, 2018, Valera-Fernández 2020 (**Anexo II**) en llanuras aluviales, estanques o depósitos de humedales, donde los sedimentos, particularmente barro calcáreo, puede verse afectado por procesos pedogénicos. La ausencia de materia orgánica en estas muestras de carbonatos palustres indica que no se formaron en un clima subhúmedo y la presencia de grietas de desecación, grietas circumgranulares y peloides sugiere que los mismos se formaron bajo condiciones de aridez. De particular interés es la presencia de características relacionadas con la removilización de Fe en la sección Katerpillar (muestra KM10), sugiriendo cambios estacionales en la humedad en áreas de humedales poco profundos (Khalaf y Al-Hurban, 2019) (**Anexo II**).

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en los caliches analizados varían de  $-10.50\text{ ‰}$  a  $-1.31\text{ ‰}$ , y de  $-5.63\text{ ‰}$  a  $-3.18\text{ ‰}$ , respectivamente. Estos valores son similares a los reportados para caliches del Pleistoceno de otras regiones del Caribe como: la Formación Pedro Castle en Little Cayman,  $\delta^{13}\text{C} = -10\text{ ‰}$  (valor promedio),  $\delta^{18}\text{O} = -3.6\text{ ‰}$  (valor promedio) (Jones, 2019); la Formación Ironshore en la isla Grand Cayman,  $\delta^{13}\text{C}$  en el rango de  $-11.57\text{ ‰}$  a  $-5.43\text{ ‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  en el rango de  $-5.22\text{ ‰}$  a  $0.16\text{ ‰}$  (Li y Jones, 2014); y los Cayos de Florida, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que van desde  $-7.99\text{ ‰}$  a  $-6.40\text{ ‰}$ , y valores de  $\delta^{18}\text{O}$  que van desde  $-3.82\text{ ‰}$  a  $-1.76\text{ ‰}$  (Rossinky y Swart, 1993).

#### *5.4. Evolución del ambiente costero en Quintana Roo*

Los estudios de caliches de diversos períodos geológicos (Watts, 1978) han revelado las interacciones existentes entre la pedogénesis, la sedimentación episódica y la erosión. Los modelos de secuencia de eolianitas y paleosuelos de Bermuda y las Bahamas (Hearty y Kindler, 1995), así como del sur de Australia (Warren, 1983),

pueden proporcionar un marco conceptual para comprender la formación de caliches en el noreste de la PY y Cozumel. Estos modelos establecen que la formación de calcarenitas ocurrió durante o inmediatamente después del aumento del nivel del mar durante una etapa interglacial, mientras que los caliches se forman durante la fase regresiva, cuando comienza la pedogénesis.

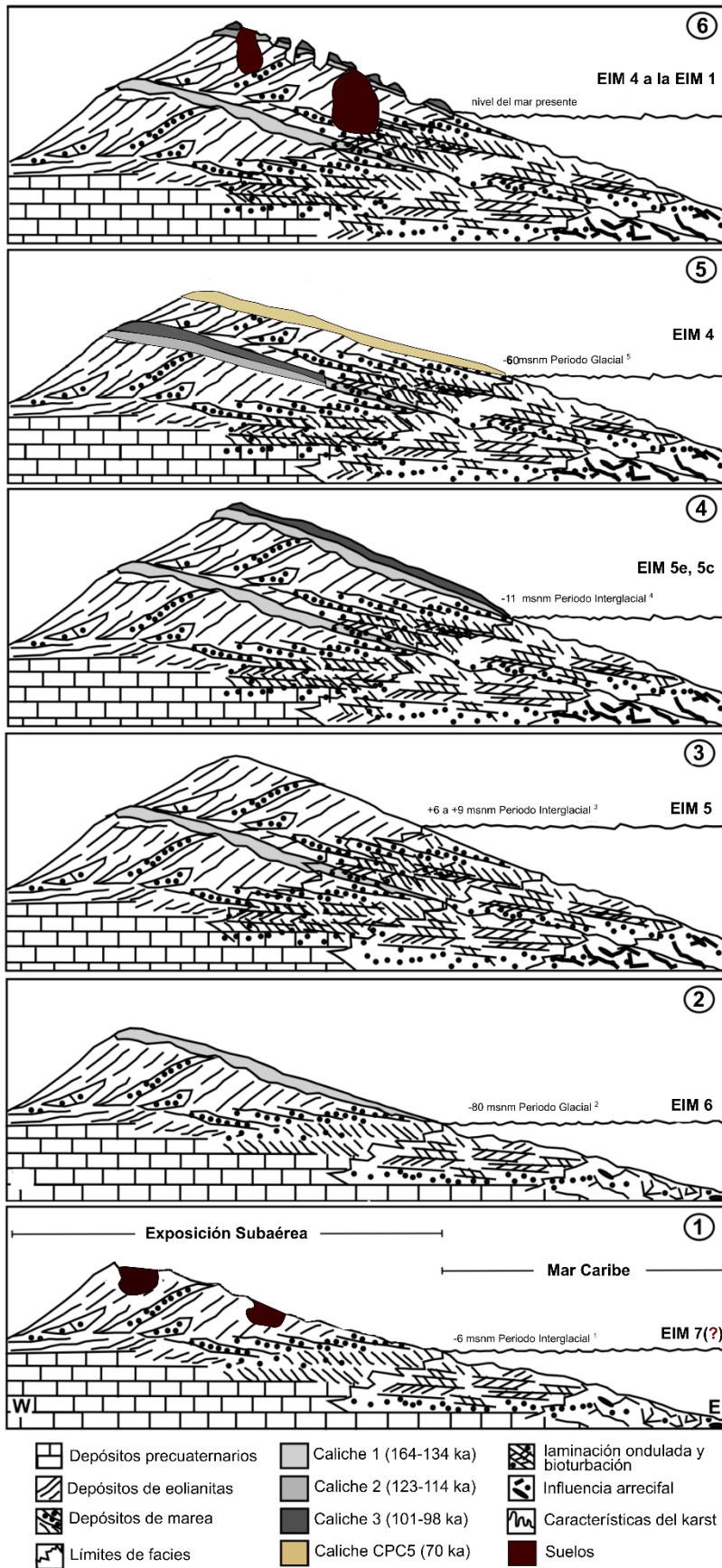
A partir de las fechas de U/Th de caliches en las secciones Cantera Delta, Cantera Cuatro y Cantera Payo, así como de la información disponible sobre cambios en el nivel del mar en la región del Caribe, proponemos un modelo preliminar que explica la dinámica del paisaje relacionado con la subida y bajada del nivel del mar (Fig. 32):

1. Anterior al EIM 6, posiblemente durante la etapa interglacial EIM 7, cuando el nivel del mar en la región del Caribe fue aproximadamente de -6 m (Li et al., 1989; Lundberg and Ford, 1994; Toscano and Lundberg, 1999), hubo una intensa pedogénesis evidenciada por la presencia de paleosuelos en bolsas kársticas de las secciones Cantera Payo y Cantera Transversal. Los paleosuelos son de colores pardos y rojos y tienen estructuras en bloques subangulares y angulares mostrando incluso la presencia de arcilla en poros (Fig. 25 b, e; Fig. 27 c, d).
2. Durante la EIM 6 (período glacial), cuando el nivel del mar era 80 m bajo el nivel del mar actual (Waelbroeck et al., 2002, Lisiecki y Raymo, 2005, Rohling et al., 2009, Rohling et al., 2010), ocurrieron procesos de formación de suelo y desarrollo de los caliches asociados a los mismos (Caliche 1, Cantera Delta), muestras CPC1 y CPC2 de caliches en Cantera Payo). El registro de isótopos estables muestra una tendencia al aumento de la vegetación tipo C4, evaluada a partir de la composición  $\delta^{13}\text{C}$ , que apunta a un aumento de la aridización que alcanzó su máximo en el PMG.
3. En el interglacial EIM 5, hay un aumento del nivel del mar, ubicándose aproximadamente de 6 a 9 m snmr (Koops et al., 2009). A lo largo de la etapa transgresiva se acumularon sedimentos palustres y calcarenitas.
4. Específicamente, durante la EIM 5e se detectó una rápida disminución del nivel del mar entre los ~124 – 120 ka (Barlow et al., 2018). Durante esta etapa, cuando el nivel del mar cae, la pedogénesis lleva a la formación del Caliche 2.

Los registros de coral del Caribe indicaron una caída del nivel del mar de -11 m para el MIS 5c (Schellmann et al., 2004, Dumas et al., 2006) que puede coincidir con la formación del Caliche 3.

5. Durante la transición entre la EIM 5a y EIM 4 se registró la formación de un caliche en la Cantera Payo (muestra CPC5), coincidiendo con una etapa de abrupta caída del nivel del mar a -60 m (Cutler et al., 2003). La presencia de este caliche coincide en parte con la estratigrafía propuesta para la costa Yucatán y la isla de Cozumel, donde el Caliche II (Spaw, 1978) y una corteza de Caliche (Ward y Brady, 1979, Ward, 1985) se desarrollaron durante la EIM 4, EIM 3 y EIM 2. Sin embargo, los autores no reportan fechas y en este trabajo no se encontraron caliches para las EIMs 3 y 2.
6. Es probable que los procesos de pedogénesis y karstificación ocurrieran en el intervalo de tiempo de la EIM 4 a la EIM 1. En Cozumel los procesos de karstificación son observables en la abundante presencia de conductos de disolución y cuevas como la que se observa en la sección Cantera Transversal (Fig. 26 d). Los suelos en la superficie de Cozumel como Chempita y Aerolito muestran buen desarrollo en cuanto a su estructura. La presencia de perfiles profundos de suelo rojo en la Península de Yucatán con altas cantidades de arcilla y alta meteorización también apoya esta hipótesis (Cabadas-Báez et al., 2010a). Espeleotemas fechados en 26.5-23.2 ka (Medina-Elizalde et al., 2017) confirman también el desarrollo de procesos kársticos en el área. Durante este período posiblemente también tuvieron lugar fases erosivas. Por otra parte, McLaren and Gardner (2000), coincidiendo con nuestro modelo, reportan la formación activa de dunas durante la última transgresión glacio-eustática que se detuvo aproximadamente entre 2830 y 2349 ka.

Este modelo es contrario a lo que Cabadas-Báez et al. (2010) han propuesto previamente. Los autores consideraron que los Caliches 2 y 3 se formaron durante el Último Máximo Glacial (UMG), y la formación de suelos rojos y la karstificación ocurrió solo durante el Holoceno. Con las fechas obtenidas en este trabajo (entre 164 ky y 70 ky), los autores han reconsiderado el modelo y proponen que la pedogénesis, la karstificación y la erosión ocurrieron durante un período más largo entre la EIM 4 y la EIM 1 (Valera-Fernández et al., 2020 b, **Anexo III**).



**Fig. 32.** Modelo de sedimentación y formación de caliches durante las etapas isotópicas marinas 6, 5 y 4. A continuación se enumeran las etapas con las referencias utilizadas: (1) Desarrollo de suelos rojos posiblemente durante la EIM 7 cuando el nivel del mar fue aproximadamente de -6 m en el Caribe (Li et al., 1989; Lundberg and Ford, 1994; Toscano and Lundberg, 1999); (2) Para las edades del Caliche 1, las curvas globales de cambios en el nivel del mar indican aproximadamente más de -80 m por debajo del nivel actual del mar (Waelbroeck et al., 2002, Lisiecki y Raymo, 2005, Rohling et al., 2009, Rohling et al. ., 2010); (3) Durante el último período interglacial, el mar estaba aproximadamente de 6 a 9 m por encima del nivel actual del mar (Koops et al., 2009); (4) los registros de coral del Caribe indican una caída en el nivel del mar de -11 m para el MIS 5c (Schellmann et al. , 2004, Dumas et al., 2006); (5) Para la transición de la EIM 5a a 4 se reporta un nivel de mar de -60 m (Cutler et al., 2003).

## ***Conclusiones***

---

Los análisis macro y micromorfológicos, geoquímicos y mineralógicos de los carbonatos de la región costera de Quintana Roo y la Isla de Cozumel son útiles para diferenciar los caliches, carbonatos palustres y calcarenitas.

Los caliches están directamente influenciados por la pedogénesis y muestran morfologías asociadas con la actividad microbiana del suelo, así como huellas de raíces. Están empobrecidos en  $\delta^{13}\text{C}$ , con valores aproximados entre  $-2\text{‰}$  y  $-10\text{‰}$ ; tienen una proporción menor de ETR y una mayor cantidad de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . En su mineralogía abunda la calcita y la calcita baja en Mg en relación con la aragonita.

Las calcarenitas tienen una firma geoquímica bastante diferente: tienen valores más altos de  $\delta^{13}\text{C}$ , una mayor proporción de aragonita y proporciones más bajas de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (que muestran una menor influencia de material silicatado detrítico). Su micromorfología muestra un predominio de bioclastos y oolitos.

La formación de carbonatos palustres en varias secciones puede estar asociada a la aparición de llanuras aluviales por el aumento estacional de la humedad seguido de condiciones climáticas más áridas. Los carbonatos palustres fueron calizas peloidales / intraclásticas y calizas moteadas. El valor promedio medio de  $\delta^{13}\text{C}$  de estos carbonatos es de  $-5,24\text{‰}$ , y el de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-4,9\text{‰}$ ; valores intermedios entre los de los caliches y las calcarenitas.

Los fechamientos de U/Th indican que los caliches se formaron durante la EIMs 6 (164-134 ka), 5e (123-114 ka), 5c (101.2-98 ka) y 5a (70.5 ka), asociados con etapas tanto glaciales como interglaciales. El caliche más viejo Caliche 1) evidencia una tendencia a la aridización terminando en el PMG, con predominio de plantas C4. Los caliches de la EIM 5, Caliche 2 y 3, reflejan otra tendencia ambiental, pasando de condiciones áridas a más húmedas, donde las plantas C3 son más abundantes. El caliche de la EIM 4 observa la misma tendencia a la aridización que observamos en caliches del MIS 6, los valores se hacen más negativos en las muestras más superficiales.

En todos los casos, los caliches se formaron durante momentos con bajo nivel del mar, incluso durante la etapa interglacial 5e. La formación de calcarenitas ocurrió

fundamentalmente durante la EIM 5 entre edades de 135 y 123 ka. Consideramos que los procesos de karstificación y la formación de suelo moderno cubren las EIMs de la 4 a la 1. Desafortunadamente, el registro estudiado no es capaz de registrar los eventos cíclicos Daangard-Oeschger o los eventos Heinrich dada la resolución temporal detectada y que estos eventos coinciden con la etapa de karstificación.



## *Referencias*

---

Achyuthan, H., 2018, November. The Thar Desert Calcretes: A Proxy for Understanding Late Quaternary Paleoclimate Shifts. In *Conference of the Arabian Journal of Geosciences* (pp. 53-57). Springer, Cham.

Adams, A.E., 1980. Calcrete profiles in the Eyam Limestone (Carboniferous) of Derbyshire: petrology and regional significance. *Sedimentology*, 27, pp. 651-660.

Aguilera, N., 1959. Suelos. E. Beltrán (Ed.), Los recursos naturales del Sureste y su aprovechamiento II, Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, México (1959), pp. 177-212

Aguayo, J.E., Bello, R., del Vecchio M.A., Araujo, J., Basañez, M., 1980. Estudio sedimentológico en el área Tulum-Cancún-Isla Mujeres, Estado de Quintana Roo, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* XLI, 15-32.

Alonso-Zarza, A. M., Jones, B., 2007. Root calcrete formation on Quaternary karstic surfaces of Grand Cayman, *Geologica Acta*, v. 5, 77–88.

Alonso-Zarza, A.M Calvo, J.P., García del Cura, M.A., 1992. Palustrine sedimentation and associated features—grainification and pseudo-microkarst—in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain, *Sedimentary Geology*, 76, pp. 43-61.

Alonso-Zarza, A.M, Silva, P., Goy, J.L., Zazo, C., 1998a. Fan-surface dynamics and biogenic calcrete development: interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia), *Geomorphology*, 24, pp. 147-167.

Alonso-Zarza, A.M., 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain, *Sediment. Geol.*, 126, pp. 177-191.

Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sci. Rev.* 60, 261–298.

Alonso-Zarza, A.M., 2018. Study of a modern calcrete forming in Guadalajara, Central Spain: an analogue for ancient root calcretes, *Sediment. Geol.*, 370, pp. 180-190.

Alonso-Zarza, A.M., 2018. Study of a modern calcrete forming in Guadalajara, Central Spain: An analogue for ancient root calcretes. *Sedimentary Geology*, 373, 180–190.

Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., J van Dam, Alcalá, L., 2000. Northern Teruel Graben (Neogene), northeastern Spain. E.H Gierlowski-Kordesch, K.R Kelts (Eds.), *Lake Basins through Space and Time*, AAPG Studies in Geology, Tulsa, OK, vol. 46, pp. 491-496.

Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P., 2010, Calcretes. En: A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner, editores, *Carbonates in continental settings*, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, v. 62, 177–224.

Arakel, A.V., McConchie, D., 1982. Classification and genesis of calcrete and gypsum lithofacies in palaeodrainage basins of inland Australia and their relationship to carnotite mineralization. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, pp. 1147-1170.

Arenas, C., Alonso-Zarza, A.M., Pardo, G., 1999. Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain), *Sedimentary Geology*, 125, pp. 23-45.

Arenas, C., Casanova, J., Pardo, G., 1997. Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128, pp. 133-155.

Barker, S.L.1., Cox, S.F., 2011. Oscillatory zoning and trace element incorporation in hydrothermal minerals: insights from calcite growth experiments. *Geofluids*, 11, pp. 48-56.

Barlow, N.L., McClymont, E.L., Whitehouse, P.L., Stokes, C.R., Jamieson, S.S., Woodroffe, S., Bentley, M.J., Callard, S., Cofaigh, C., Evan, J., Horrocks, J.R., Lloyd,

J. M., Long, A., Margold, M., Roberts, D.H. and Sanchez-Montes, M., 2018. Lack of evidence for a substantial sea-level fluctuation within the Last Interglacial. *Nature Geoscience* V 11, 627–634.

Bauer-Gottwein P, Gondwe BRN, Charvet G, Marín LE, Rebolledo-Vieyra M, et al. (2011) Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal* 19: 507–524.

Bautista-Zuñiga, F., Estrada-Medina, H., Jiménez-Osornio, J.J., González-Iturbe, J.A., 2004. Relación entre el relieve y unidades de suelo en zonas cársticas de Yucatán. *Terra Latinoam* 22:243–254.

Bautista, F., y Zinck, J. A., 2010. Construction of a Yucatec Maya soil classification and comparison with the WRB framework. *Journal of ethnobiology and ethnomedicine*, 6(1), 7.

Bautista, F., Palacio, A. G., Quintana, P., Zinck, J. A., 2011. Spatial distribution and development of soils in tropical karst areas from the Peninsula of Yucatan, Mexico. *Geomorphology*.

Bernard, H. A., Major, C. F., and Parrott, B. S., 1959. The Galveston barrier island and environs: a model for predicting reservoir occurrence and trend. *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, v. 9, 221-224.

Birkeland, P., 1999. *Soils and Geomorphology*, 3. Auflage, 430 S. Oxford (Oxford University Press).

Birkeland, P.W., 1984. *Soils and Geomorphology* Oxford University Press, New York, p. 372.

Blanchon, P., Eisenhauer, A., 2001. Multi-stage reef development on Barbados during the Last Interglaciation. *Quaternary Science Reviews* 20, 1093–1112.

Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J. and Liebetrau, V., 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature* 458, 881–884.

Bosellini, A., 1989, Dynamics of Tethyan carbonate platforms, in Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., and Read, J.F., eds., Controls on carbonate platform and basin development: SEPM Special Publication No. 44, p. 3-13.

Braissant, O., Cailleau, G., Dupraz, C., Verrecchia, E.P., 2003. Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: The role of exopolysaccharides and amino acids. *J. Sediment. Res.*, 73, pp. 485-490.

Brewer, R., 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. Wiley, New York, 470 pp.

Brlek M., Glumac, 2014. Stable isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) signatures of biogenic calcretes marking discontinuity surfaces: a case study from Upper Cretaceous carbonates of central Dalmatia and eastern Istria, Croatia. *Facies*, 60, 773–788.

Bronger A. and Bruhn-Lobin N, 1997. Paleopedology of Terraes rossae—Rodoxeralfs from quaternary calcarenites in NW Morocco. *Catena*, v. 28, Issues 3–4, , 279–295.

Bronger, A., & Heinkele, T., 1989. Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: pedostratigraphic and environmental implications. *Geoderma*, 45(2), 123-143.

Burtterlin, J., y Bonet, F., 1974. Información básica para la interpretación geohidrológica de la Península de Yucatán, México. Secretaría de Recursos Hidráulicos; Dirección de Geohidrología, Reporte Interno ~ 100 p.

Cabadas Báez, H. V., Sedov, S., & Solleiro Rebolledo, E., 2010b. The Quaternary Environmental Change in the Northeast of Quintana Roo, Mexico: The Paleopedological Proxies. *avh*, AvH6.

Cabadas-Báez, H. V. C., Arreguín, J. F. L., Sedov, S., & Rebolledo, E. S., 2016. Carbonatos secundarios en las calcretas del noreste de la península de Yucatán: formas, procesos e implicaciones en la pedogénesis de geosistemas cársticos. *Geos*, 36(2).

Cabadas-Báez, H., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Pi-Puig, T., & Gama-Castro, J., 2010a. Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatán: A record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability.

Callot, G., Guyon, A., Mousain, D., 1985. Interrelations entre aiguilles de calcite et hyphes mycéliens, *Agronomie*, 5, pp. 209-216.

Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., González, N., 2010, Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Peninsula, Mexico : Review of Palaeobotany and Palynology, 160, 189-196.

Catoni R., Gratani L., and Varone L. 2012. Physiological, morphological and anatomical trait variations between winter and summer leaves of *Cistus* species. *Flora*, 207(6): 442–449.

Cerling T.E., 1999. Stable carbon isotopes in paleosol carbonates. Book Editor(s): Médard Thiry Régine Simon-Coinçon.

Cerling, T. E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 229-240.

Cerling, T. E., Harris, J. M., Macfadden, B. J., Leakey, M. G., Quade, J., Eisenmann, V. & Ehleringer, J. R., 1997: Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. — *Nature*, 389, 153–158.

Cerling, T.E., Quade, J., 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J.A., Savin, F. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records* 78. American Geophysical Union Geophysical Monograph, Washington, D. C., 217–231.

Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the last interglacial period:  $^{234}\text{U}$ – $^{230}\text{Th}$  data from fossil coral reefs in the Bahamas. *GSA Bulletin* 103 (1), 82–97.

Choquette, P.W., 1976. Recent calcareous crusts (calcrete) on Isla Mujeres, Quintana Roo, Mexico: insights from isotopic composition, A. E. Weidie, W. C.

Ward, editores, Carbonate rock and hydrogeology of the Yucatan Peninsula, Mexico, New Orleans Geological Society, 139–158.

CNA (Comisión Nacional del Agua). 2002. Región XII, Península de Yucatán, México. 16 p.

Colleoni, F., Wekerle, C., Näslund, J.O, Brandefelt, J., Masina, S., 2016. Constraint on the penultimate glacial maximum Northern Hemisphere ice topography (=140 kyrs BP). *Quaternary Science Reviews* 137, 97–112.

Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), 2009. Catálogo de metadatos geográficos.

Compton, J.S., White, R.A., Smith, M., 2003. Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa *Chemical Geology*, 201 (3–4), 239–255.

Correa-Metrio, A., Bush, M. B., Cabrera, K. R., Sully, S., Brenner, M., Hodell, D. A., Escobar, J., and Guilderson, T., 2012b, Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years: *Quaternary Science Reviews*, v. 38, p. 63-75.

Correa-Metrio, A., Bush, M. B., Hodell, D. A., Brenner, M., Escobar, J., and Guilderson, T., 2012a, The influence of abrupt climate change on the ice-age vegetation of the Central American lowlands: *Journal of Biogeography*, v. 39, no. 3, p. 497-509.

Courty, M.-A., Marlin, C., Dever, L., Tremblay, P., Vachier, P., 1994. The properties, genesis and environmental significance of calcitic pendants from the High Arctic (Spitsbergen) *Geoderma*, 61, pp. 71-102.

Curry, J. R., Emel, F. J., and Crampton, R. J. S., 1969. Holocene history of a strandplain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: Castanares, A. A. and Phleger, F. B. (Eds.). *Coastal lagoons, a symposium*. Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 63-100.

Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M., 1996. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 yr, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research* 46, 37–47.

Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M., 1996. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 yr, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research* 46, 37–47.

Cutler, K. B., Edwards, R. L., Taylor, F. W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C. D., ... & Bloom, A. L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4), 253-271.

Dever, L., Durand, R., Fontes, J.Ch., y Vachier, P., 1983. Etude pédogénétique et isotopique des néoformations de calcite dans un sol sur craie- Caractéristiques et origines, *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 2079–2090.

Díaz-Hernández, J.L., Fernández, E.B., González, J.L., 2003. Organic and inorganic carbon in soils of semiarid regions: a case study from the Guadix–Baza basin (Southeast Spain), *Geoderma*, 114, pp. 65-80.

Duch–Gary J. 1991. *Fisiografía del Estado de Yucatán: su Relación con la Agricultura*. Universidad Autónoma Chapingo. México.

Dumas, B., Hoang, C.T., Raffy, J., 2006. Record of MIS 5 Sea-level Highstands Based on U/Th Dated Coral Terraces of Haiti: Quaternary International Quaternary Sea-Level Changes: Contributions from the 32nd IGC, 145–146, 106–118.

Duno de Stefano, R., Ramírez Morillo, I., Tapia-Munoz, J. L., Hernández-Aguilar, S., Can, L. L., Cetzal-Ix, W., ... & Carnevali Fernández-Concha, G., 2018. Aspectos generales de la flora vascular de la Península de Yucatán Mexicana. *Botanical Sciences*, 96(3), 515-532.

Dutton, A. and Lambeck, K., 2012. Ice volume and sea level during the Last Interglacial. *Science* 337, 216–219.



Dutton, A., Carlson, A., Long, A., Milne, G., Clark, P., DeConto, R., Horton, B. P., Rahmstorf, S., and Raymo, M., 2015. Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods, *Science*, 349, 6244, 4019–1.

Eisenlohr, L., Meteva, K., Gabrovšek, F., Dreybrodt, W., 1999. The inhibiting action of intrinsic impurities in natural calcium carbonate minerals to their dissolution kinetics in aqueous H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, pp. 989-1001.

Eren, M., Yeşilot Kaplan, M., Kadir, S., & Kapur, S., 2018. Biogenic( $\beta$ -fabric) features in the hard-laminated crusts of the Mersin and Adana regions, southern Turkey and their role in calcrete development. *Catena*, 168, 34–46.

Esteban, M., Klappa, C.F., 1983. Subaerial exposure, *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 33, pp. 1-55.

Eswaran, H., Reich, F.P., Kimble, J.M., Beinroth, F.H., Padamnabhan, E., Moncharoen, P., 2000. Global carbon stocks. In: Lal, R., Kimble, J.M., Eswaran, H., Stewart, B.A. (Eds.), *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*. CRC/Lewis, Boca Raton, FL.

Eswaran, H., Reich, P.F., Kimble, J.M., Beinroth, F.H., Padmanabhan, E. Moncharo, P., 2000. Global carbon stocks R. Lal, J.M. Kimble, H. Eswaran, B.A. Stewart (Eds.), *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*, CRC Press, Boca Raton, Fla, pp. 15-25.

Flügel, E. 2013. *Carbonate Depositional Environments. Microfacies of Carbonate Rocks*. pp. 17-52, Springer Berlin, Heidelberg, Germany.

Folk, R. L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphil Publishing Company. Austin, Texas. USA. p. 182.

Ford, D.C., y Williams, P.W., 1989, *Karst geomorphology and hydrology*: London, Unwin-Hyman, 601 p.

Fragoso-Servón, P., Bautista, F., Frausto, O., and Pereira, A., 2014, Caracterización de las depresiones kársticas (forma, tamaño y densidad) a escala 1:50000 y sus tipos de inundación en el Estado de Quintana Roo, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 31, no. 1, p. 127–137.

Frausto-Martinez, O., 2018. Turismo oscuro: el desastre del huracán Janet de 1955 en la ciudad de Chetumal, Mexico, *Teorio y Praxis*, No. 24.

Freytet, P., 1973. Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sediment. Geol.*, 10, pp. 25-60.

Freytet, P., Plaziat, J.C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis—Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France, *Contributions to Sedimentology*, 12, 213 pp.

Freytet, P., Plaziat, J.C., Verrecchia, E.P., 1997, A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France, *Sedimentary Geology*, v. 110, 299–303.

Freytet, P., Verrecchia, E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27, 221–237.

García, E. 1973. *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen*. Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Genise, J.F., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Laza, J.A., Verde, M., 2000. Insect trace fossil associations in paleosols: the Coprinisphaera Ichnofacies. *Palaios*, 15, pp. 49-64

Gierlowski-Kordesch, E.H., 1998. Carbonate deposition in an ephemeral siliciclastic alluvial system: Jurassic Shuttle Meadow Formation, Newark Supergroup, Hartford Basin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140, pp. 161-184.

Gile, L.H., Peterson, F.F., Grossman, R.B., 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.*, 101, pp. 47-360.

- Gocke, M., Kuzyakov, Y., 2011. Effect of temperature and rhizosphere processes on pedogenic carbonate recrystallization: relevance for paleoenvironmental applications, *Geoderma*, 166, pp. 57-65.
- Goudie, A., 1972, The chemistry of world calcrete deposits: *Jour. Geology*, v. 80, 449-463.
- Goudie, A.S., 1973. Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes Clarendon, Oxford, pp. 174.
- Goudie, A.S., 1983. Calcrete. In: Goudie, A. S., Pye, K. (Eds), *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London, 93-131.
- Govindaraju, K., 1994. Compilation of Working Values and Sample Description for 383 standard reference materials. *Geostandards Newsletter*, 18, 331.
- Gutiérrez-Ayala, L., Torrescano-Valle, N., and Islebe, G. A., 2012. Reconstrucción paleoambiental del Holoceno tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, 749-763.
- Hallock, P. and Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1, 389- 398.
- Handford, C.R., Loucks, G.L., 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts: Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: Loucks, R., Sarg, R. (Eds.), *Carbonate Sequence Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 57, Tulsa, OK, pp. 3-41.
- Hardy, R.G. and Tucker, M.E., 1988. X-ray powder diffraction of sediments. In: *Techniques in Sedimentology* (Ed. M.E. Tucker), 91-228. Blackwell Science Publishers, Oxford
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Rfhl, U., 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the holocene. *Science* 293, 1304-1308.

Hearty, P.J., and Kindler, P. 1995. Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and The Bahamas). *Journal of Coastal Research*, 11,675–689.

Hearty, PJ, Neumann, AC., 2001. Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglacial (MIS 5): evidence from the Bahamas. *Quaternary Science Reviews* 20, 1881–1895.

Hodell, D. A., Anselmetti, F. S., Aristegui, D., Brenner, M., Curtis, J. H., Gilli, A., Grzesik, A., Guilderson, T. J., Müller, A. D., Bush, M. B., Correa-Metrio, A., Escobar, J., and Kutterolf, S., 2008, An 85-ka record of climate change in lowland Central America *Quaternary Science Reviews*, v. 27, no. 11-12, p. 1152-1165.

Hodell, D. A., Turchyn, A. V., Wiseman, C. J., Escobar, J., Curtis, J. H., Brenner, M., Gilli, A., Mueller, A. D., Anselmetti, F., Ariztegui, D., and Brown, E. T., 2012, Late Glacial temperature and precipitation changes in the lowland Neotropics by tandem measurement of  $\delta^{18}\text{O}$  in biogenic carbonate and gypsum hydration water: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 77, p. 352-368.

Hodell, D.A., Brenner, M. y Curtis, J. H. 2005a. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quaternary Science Reviews*, 24, 1413-1427.

Hodell, D.A., Channell, J.E.T., Curtis, J.H., Romero, O.E., Röhl, U., 2008. Onset of “Hudson Strait” Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition (~640 ka)? *Paleoceanography* 23.

Hsieh, J.C.C., 1998. Oxygen isotope composition of soil water: quantifying evaporation and transpiration, *Geoderma*, 82, pp. 269-293

Huang, C., and Wang, C., 2004. Geochemical characteristics and behaviors of rare earth elements in process of Vertisol development *Journal of Rare Earths*, 22 (4), 552–557.

Huerta, P. Rodríguez-Berriguete, A., Martín-García, R., Martín-Pérez, A., La Iglesia Fernández, A., Alonso-Zarza, A.M., 2015. The role of climate and aeolian dust input

in calcrete formation in volcanic islands (Lanzarote and Fuerteventura, Spain). Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, Volume 417, 1 pp. 66–79.

Hutton, J. T. and Dixon, J. C., 1981. The chemistry and mineralogy of some South Australian calcretes and associated soft carbonates and their dolomitization. *Journal of the Geological Society of Australia*, 28, 71–79.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), 1984. Carta Edafológica Cancún F16-8 escala 1:250,000. México.

Islebe, G. & Sánchez, O., 2002. History of Late Holocene vegetation at Quintana Roo, Caribbean coast of Mexico. *Plant Ecology*, 160, 187– 192.

Isphording, W.C., 1978. Mineralogical and physical properties of Gulf limestone soils. *T-G. Coast. Assoc. Geol. Soc.*, 28, pp. 201-214.

James, N.P., 1972. Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, pp. 817-836.

James, N.P., 1972. Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure, *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, pp. 817-836.

Jennings, J.N., 1971, *Karst*: Cambridge, Mass., The M.I.T. Press, 252 p.

Jenny, H. 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill Book Co., New York.

Jervey, M.T., 1988. Quantitative modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, G.C.S.C., Posamentier, H., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, Tulsa, OK, pp. 47–70.

Johnson, H.D., 1978. Shallow siliciclastic seas, 207-257. In: H.G. Reading. Ed., *Sedimentary Environments and Facies*. Elsevier, New York, 557 pp.

Jones, B., 1992, Construction of spar calcite crystals around spores, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, 1054–1057.

Jones, B., 2019. Diagenetic processes associated with unconformities in carbonate successions on isolated oceanic islands: Case study of the Pliocene to Pleistocene sequence, Little Cayman, British West Indies. *Sedimentary Geology*, 386, 9-30.

Kadir, S. Eren, M., Külah, Erkoyun, H., Huggett, J., Önalgil, N., 2018. Genesis of palygorskite and calcretes in Pliocene Eskişehir Basin, west central Anatolia, Turkey

Kahle, C.H., 1977. Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritisation, *Sedimentology*, 24, pp. 413-435.

Kelts, K.R., Hsü, K., 1978. Freshwater carbonate sedimentation. A Lerman (Ed.), *Lakes—Chemistry, Geology, Physics*, Springer, New York, NY, pp. 295-323.

Khadkikar, A.S. Merh, S.S. Malik, J.N. Chamyal, L.S., 1998. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks, *Sediment. Geol.*, 116 (1998), pp. 251-260.

Khalaf, F. I., & Al-Hurban, A. E., 2019. Petrography, micromorphology and geochemistry of Mio-Pleistocene palustrine limestones in Kuwait, Arabian Gulf. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(5), 141.

Khalifa, M.A., 2005. Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the 'Lower Member' of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*, V 25, 719–734.

Klappa, C.F., 1979. Calcified filaments in Quaternary calcretes: organo-mineral interactions in the subaerial vadose environment, *J. Sed. Petrol.*, 49, pp. 955-968.

Klein, C., 2002. *Manual of Mineral Science*, John Wiley & Sons Australia, Limited.

Knox, G.J., 1977. Caliche formation, Saldhana Bay, South Africa. *Sedimentology* 24, 657–674.

Koops, R.E., Simons, F.J., Mitrovica, J.X., Maloof, A.C., Oppenheimer, M., 2009. Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature* volume 462, 863–867.

- Košir, A., 2004. Microcodium revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *J Sediment Res* 74, 845–857.
- Kraimer, R.A., Monger, H.C., Steiner, R.L., 2005. Mineralogical distinctions of carbonates in desert soils. *Soil Science Society of America Journal*, 69 (6), 1773–1781.
- Krywy-Janzen, A., 2018. Late Holocene paleoclimatic record from Lake Pac Chec and Carwash Cenote, Quintana Roo, Mexico (Doctoral dissertation).
- Lal, R., Kimble, J.M., 2000. Pedogenic carbonates and the global carbon cycle in R. Lal, J.M. Kimble, H. Eswaran, B.A. Stewart (Eds.), *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*, CRC Press, Boca Raton, Fla, pp. 1-14.
- Landi, A., Mermut, A.R., Anderson, D.W., 2003. Origin and rate of pedogenic carbonate accumulation in Saskatchewan soils, Canada
- Lauderdale, R.W., Ward, W.C., Weidie, A.E., 1979. Carrillo Puerto formation of northeastern Quintana Roo, Mexico. *Gulf Coast Assoc Geol Soc Trans* 29, 275–280.
- Laveuf, C. and Cornu, S., 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma*, V. 154, Issues 1–2, 15, 1–12.
- Laveuf, C., Cornu, S., Juillot, F., 2008. Rare earth elements as tracers of pedogenetic processes. *CR Geosciences*, 340 (8), 523–532.
- Leeder, M.R., 1975, Pedogenic carbonates and floodplain sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies, *Geological Magazine*, v. 112, p. 257–270.
- Lees, A. and Miller, I., 1985. Facies variation in Waulsortian buildups, Part 2, Mid-Dinantian buildups from Europe and North America. - *Geol. J.*, 20, 159-180, Chichester.
- Lees, A., 1975. Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Mar. Geol.*, 19, 159– 198.



Leyden, B. W. 2002. Pollen evidence for climatic variability and cultural disturbance in the Maya lowlands. *Ancient Mesoamerica* 13, pp. 85-101.

Leyden, B. W., Brenner, M., Hodell, D. A., and Curtis, J. A., 1993, Late Pleistocene climate in the Central American lowlands.: *Geophysical Monograph*, v. 78, p. 165-178.

Leyden, B.W., Brenner, M., Dahlin, B.H., 1998. Cultural and climatic history of Coba, a lowland Maya city in Quintana Roo, Mexico. *Quaternary Research*, 49, pp. 111-122.

Li R., Jones B., 2014. Calcareous crusts on exposed Pleistocene limestones: a case study from Grand Cayman, British West Indies. *Sedimentary Geology* 299, pp. 88-105.

Li, W. X., Lundberg, J., Dickin, A. P., Ford, D. C., Schwarcz, H. P., McNutt, R., & Williams, D., 1989. High-precision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implications for palaeoclimate studies. *Nature*, 339(6225), 534-536.

Lin, H.L., Peterson, L.C., Overpeck, J.T., Trumbore, S.E., Murray, D.W., 1997. Late Quaternary climate change from delta O-18 records of multiple species of planktonic foraminifera: High-resolution records from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela, *Paleoceanography*, 12, 415-427.

Lipar, M., Webb, J. A., Cupper, M. L., Wang, N., 2017. Aeolianite, calcrete/microbialite and karst in southwestern Australia as indicators of Middle to Late Quaternary palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 470, 11-29.

Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20, PA1003.

Liu B, Phillips FM, Campbell AR., 1996. Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates, Ajo Mountains, southern Arizona: implications for paleoenvironmental change. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 124:233-46.

López Ramos, E., 1975, Geologic summary of the Yucata´n peninsula, in Nairn, A. E. M., and Stehli, F. G., eds., The ocean basins and margins, Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean: New York, Plenum Press, p. 257–282.

López, R. E., 1973. Estudio geológico de la Península de Yucatán. Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. XXV, nos. 1-3, 23-76.

López-Martínez, R., Solleiro-Rebolledo, E., Chávez-Vergara, B., Díaz-Ortega, J., Merino, A., Trabanino García, F. A., ... & Terrazas-Mata, A., 2020. Early Holocene charcoal accumulations in the Aktun Ha cenote: Evidence of fire used by the first settlers of the Yucatán Peninsula, Mexico. *Geoarchaeology*.

Loucks, R. G., and Ward, W. C., 2001. Eolian stratification and beach-to-dune transition in a Holocene carbonate eolianite complex, Isla Cancun, Quintana Roo, Mexico. In: Abegg, F. E., Harris, p. M., and Loope, D. B. (Eds.). Modern and Ancient Carbonate Eolianites: Sedimentology, Sequence Stratigraphy, and Diagenesis. SEPM Special Publication No. 71, 57-76.

Loucks, R.G. and Patty, K., 2017. Vadose Diagenetic dissolution Textures, cementacion patterns, and aragonite and Mg-calcite alteration in the Holocene Isla Cancún Eolianite Aragonitic Ooids: Modern analog for ancient ooid-grainstone pore networks. Gulf Coast Association of Geological Societies Journal, V. 6, 1–20.

Loucks, R.G., and Handford, C.R., 1992. Origin and recognition of fractures, breccias, and sediment fill sin paleo cave-reservoir networks , in Candelaria, M.P. and Reed, C.L.,(eds.), Paleokarst, Karst-Related Diagenesis, and Reservoir Development Examples from Ordovician-Devonian Age Strata of West Texas and the Mid-Continent, 1992 Field Trip Guidebook ,Permian Basin Section SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 3144.

Lucas, S. G., & Tanner, L. H., 2018. Record of the Carnian wet episode in strata of the Chinle Group, western USA. *Journal of the Geological Society*, 175(6), 1004-1011.

Ludwig, K.R., 2001. User's Manual for Isoplot/Ex. Rev. 2.49. Special publication No.1a. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA.

Lugo, H. J., Aceves, Q. J., Espinasa, P. R., 1992. Rasgos geomorfológicos mayores de la península de Yucatán. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología UNAM 10, 143-150.

Lundberg, J., & Ford, D. C. (1994). Late Pleistocene sea level change in the Bahamas from mass spectrometric U-series dating of submerged speleothem. *Quaternary Science Reviews*, 13(1), 1-14.

Machette, M.N., 1985. Calcic soils of southwestern United States. In: Weide, D.L. (Ed.), *Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States*. Geological Society of America, Special Paper 203, pp. 1–21.

Mack, G.H., James, W.C., 1992. Calcic paleosols of the Plio-Pleistocene Camp Rice and Palomas Formation, southern Rio Grande rift, USA

Magaritz, M., Kaufman, A., y Yaalon, D.H., 1981. Calcium carbonate nodules in soils:  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  contents, *Geoderma* 25, 157–172.

Marín, L.E., Perry, E.C., Essaid, H., Steinich, B., 2004, Hydrogeological investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico, *en* Cheng A.H.D., Ouazar D. (eds) *Coastal aquifer management: monitoring, modeling and case studies*: Boca Raton, FL., Lewis Publishers, CRC press, 257-277.

McCulloch, M.T., Mortimer, G.E., 2008. Applications of the  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  decay series to dating of fossil and modern corals using MC-ICPMS. *Australian Journal of Earth Sciences* 55 (6-7), 955.

McKenzie, J.A., 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. W Stumm (Ed.), *Geochemical Processes in Lakes*, Wiley, New York, NY, pp. 99-118.

McLaren, S. and Gardner, R., 2000. New radiocarbon dates from a Holocene aeolianite, Isla Cancun, Quintana Roo, Mexico. *The Holocene*, 10(6): 757-761.

Medina-Elizalde, M., Burns, S.J., Polanco-Martinez, J. Lasas-Hernández F., Bradley, R., Wang, H.C., Shen, C.C., 2017. Synchronous precipitation reduction in the American Tropics associated with Heinrich 2. *Scientific Reports*, 7, 1-12.

Medina-Elizalde, M., S. J. Burns, D. W. Lea, Y. Asmerom, L. von Gunten, V. Polyak, M. Vuille, and A. Karmalkar, 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatan Peninsula spanning the Maya terminal classic period, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 298, 255– 262.

Méndez-Bedia, I.; Gallastegui, G.; Busquets, P.; Césari, S.; Limarino, C.; Prats, E.; Cardó, R.; Colombo, F. 2020, Pedogenic and subaerial exposure microfabrics in a late Carboniferous-early Permian carbonate-volcanic lacustrine-palustrine system (San Ignacio Formation, Frontal Cordillera, Argentina). *Andean Geology* 47 (2): 275-294.

Milnes A. R., 1992. Calcrete In: *Weathering Soils and Paleosoils*. pp. 309–347.

Miranda, F., 1964. Vegetación de la Península Yucateca. Rasgos Fisiográficos. La Vegetación. Serie Sobretiros No. 2. Colegio de Posgraduados. Escuela Nacional de Agricultura. Chapingo, México.

Monger, C.H. and Adams, H.P., 1996. Micromorphology of calref-silica deposits, Yucca Mountain, Nevada. *Soil Science Society of America Journal*, 60, 519–530.

Monger, H.C. y Gallegos, R.A., 2000. Biotic and abiotic processes and rates of pedogenic carbonate accumulation in the Southwestern United States: relationship to atmospheric CO<sub>2</sub> sequestration, R. Lal, J.M. Kimble, H. Eswaran, B.A. Stewart (Eds.), *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*, CRC Press, Boca Raton, Fla.

Monger, H.C., 1991. L.A. Daugherty, W.C. Lindemann, C.M. Liddell, Microbial precipitation of pedogenic calcite, *Geology*, 19, pp. 997-1000.

Monger, H.C., Cole, D.R., Buck, B.J., Gallegos, R.A., 2009. Scale and the isotopic record of C<sub>4</sub> plants in pedogenic carbonate: From the biome to the rhizosphere. *Ecology*, 90, p. 1498–1511.

Mook, W.G., y Longsma, J., 1987, Measurement of the N<sub>2</sub>O corrections for <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratios of atmospheric CO<sub>2</sub> by removal of N<sub>2</sub>O, *Tellus*, v. 39B, 96–99.

Morales, J. J., 1993. Los huracanes en la Península de Yucatán. University of Florida, Gainesville.

Morrison, G., 2016. Genesis of calcretes and related carbonates rocks in the southern Kenya Rift (Phd. Thesis).

Moseley, G.E., Smart, P.L., Richards, D.A., Hoffmann, D.L., 2013. Speleothem constraints on marine isotope stage (MIS) 5 relative sea levels, Yucatan Peninsula, Mexico. *Journal of Quaternary Science* 28, 293-300.

Mueller, A. D., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Brenner, M., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Escobar, J., Gilli, A., Grzesik, D. A., Guilderson, T. P., Kutterolf, S., and Plötze, M., 2010, Late Quaternary palaeoenvironment of northern Guatemala: evidence from deep drill cores and seismic stratigraphy of Lake Petén Itzá: *Sedimentology*, v. 57, p. 1220-1245.

Mueller, A. D., Islebe, G. A., Hillesheim, M. B., Grzesik, D. A., Anselmetti, F. S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J. H., Hodell, D. A., and Venz, K. A., 2009, Climate drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the Holocene: *Quaternary Research*, v. 71, p. 133-141.

Muhs, D.R., Skipp, G., Schumann, R.R., Johnson, D.L., McGeehin, J.P., Beann, J., Freeman, J., Pearce, T.A., and Rowland, Z.M., 2009. The origin and paleoclimatic significance of carbonate sand dunes deposited on the California Channel Islands during the last glacial period. Damiani and D.K. Garceon, editors, proceedings of Seventh California islands Symposium. Institute for Wildlife Studies, Arcata, CA, pp. 3–14 in CC.

Muhs, D.R., Simmons, K.R., Kennedy, G.L., Rockwell, T.K., 2002. The last interglacial period on the Pacific Coast of North America: timing and paleoclimate. *GSA Bulletin* 114 (5), 569-592.

Nagatsuka, U. and Maejima, S., 2002. Dating of soils on the raised coral reef terraces of Kikai island (Japan). In: papers of 17th conference of WCSS, 14-21 August, Thailand.

Naiman, Z., Quade, J., Patchett, P.J., 2000. Isotopic evidence for eolian recycling of pedogenic carbonate and variations in carbonate dust sources throughout the southwest United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, pp. 3099-3109.

Negreros-Castillo, P., y Mize, C. W., 2014. Mahogany growth and mortality and the relation of growth to site characteristics in a natural forest in Quintana Roo, Mexico. *Forest Science*, 60(5), 907-913.

Panos, V. y Steel, O., *Carsos de Cuba (Serie Espeleológica, 2)*, Academia de Ciencias de Cuba, Institute de Geografía, 47 pp., 1968.

Perito, B. Marvasi, M., Barabesi, C., Mastromei, G., Bracci, S. Vendrell, M. Tiano, P., 2014. A bacillus subtilis cell fraction (BCF) inducing calcium carbonate precipitation: biotechnological perspectives for monumental stone reinforcement

Phillips, S.E., Self, P.G., 1987. Morphology, crystallography and origin of needle-fibre calcite in Quaternary pedogenic carbonates of South Australia. *Australian Journal Soil Research*, 25, pp. 429-444.

Platt, N.H., 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 36, pp. 665-684.

Platt, N.H., Wright, V.P., 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distribution and hydrocarbon aspects. P Anadón, L Cabrera, K Kelts (Eds.), *Lacustrine Facies Analysis*, Special Publication International Association of Sedimentologists, vol. 13, pp. 57-74.

Plaziat, J.C., 1984. Le problème des *Microcodium*: une mise au point. In: *Le Domain pyrénéen de la Fin du Crétacé à la fin de l'Eocene: Stratigraphie, Paléoenvironnements et Évolution paléogéographique*. Thèse, Université Paris-Sud II, pp. 637-662.

Plaziat, J.C., Freytet, P., 1978. Le pseudo-microkarsrs pédologique: un aspect particulier des paléo-pédogenèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le tertiaire du Languedoc. *Comptes Rendus Académie Science Paris*, 286, pp. 1661-1664.

Pourret, O., Davranche, M., Gruau, G., Dia, A., 2007. Competition between humic acid and carbonates for rare earth elements complexation. *Journal of Colloid and Interface Science*, 305, 25.

Psuty, N. P., 1967. The geomorphology of beach ridges in Tabasco, Mexico. *Louisiana State Univ. Coastal Studies Inst. Ser* 18, 51 p.

Pustovoytov, K., Schmidt, K., Parzinger, H., 2007 b. Radiocarbon dating of thin pedogenic carbonate laminae from Holocene archaeological sites, *The Holocene*, 17, 835-843.

Pustovoytov, K., Schmidt, K., Taubald, H., 2007 a. Evidence for Holocene environmental changes in the northern Fertile Crescent provided by pedogenic carbonate coatings. *Quaternary Research*, 67, 315-327.

Pustovoytov, K.E., 1998. Pedogenic carbonate cutans as a record of the Holocene history of relic tundra-steppes of the Upper Kolyma Valley (North-Eastern Asia). *Catena* 34, 185-195.

Quade, J. Cerling, T.E., Bowman, J.R., 1989. Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, pp. 464-475.

Quiñones, H., Allende, R., 1974, Formation of the lithified carapace of calcareous nature which covers most of the Yucatan peninsula and its relation to the soils of the region, *Tropical Agronomy*, v. 51, 94-107.

Rabenhorst, M.C., Wilding, L.P., 1986. Pedogenesis on the Edwards Plateau, Texas, III. New model for the formation of petrocalcic horizons



- Reeder, R.J., y America M.S.O., 1983. Carbonates: mineralogy and chemistry, Reviews in Mineralogy, vol. 11, Mineralogical Society of America, Washington D.C. 499.
- Reeves, C.C, 1970. Origin, classification and geological history of caliche on the southern High Plains, Texas and Eastern New Mexico. *J. Geol.* 78, 352–362.
- Retallack, G.J., 1994. A pedotype approach to latest Cretaceous and earliest Tertiary paleosols in eastern Montana *Bull. Geol. Soc. Am.*, 106, pp. 1377-1397.
- Retallack, G.J., 2005. Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology*, 33, pp. 333-336.
- Riser JAM, 2001. Quaternary geology and the environment. Praxis Publishing, Chichester.
- Rohling E.J., Grant K., Bolshaw M., Roberts A.P., Siddall M., Hemleben C., Kucera M., 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles *Earth Planet. Sci. Lett.*, 291, 97–105.
- Rohling, E.J., Braun, K., Grant, K., Kucera, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Trommer, G., 2010. Comparison between Holocene and Marine Isotope Stage-11 sea-level histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 291, Issues 1–4, 97–10.
- Rossinsky, V., & Swart, P. K., 1993. Influence of climate on the formation and isotopic composition of calcretes. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 78, 67-67.
- Ruddiman, W. F., J. E. Kutzbach, 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west, *Journal of Geophysical Research*, v. 94, no. D15, p. 18409–18427.
- Rzedowski, J. 1978. Vegetación de México. LIMUSA. México, D.F.
- Salgado-Garrido, H., Valera-Fernández, D., Trejo-Pelayo, S., Lopez-Martínez, R., Solleiro-Rebolledo, E., Barragan, R., Yañez, G., Corcho-Alvarado, J., Röllin, S. Mejía-Ortíz, L., 2021. The sedimentary evolution of Cozumel Island, Mexico, driven by the

Quaternary sea-level changes. Microfacies and radiometric evidence. Facies, (en revision).

Sanborn, R.K., 1991, Petrography and Geochemistry of Calcrete Profile from the Northwestern Coast of the Yucatan Peninsula, Chuburna, Yucatan, Mexico. Master of Science Thesis. Department of Geology, Northern Illinois University, Illinois, 209 pp.

Sanchez, O. S., and G. A. Islebe., 1999a. Hurricane Gilbert and structural changes in a tropical forest in south-eastern Mexico. *Global Ecology and Biogeography Letters* 8, 29 – 38.

Sánchez-Sánchez O. e Islebe G.A. 2002. Tropical forest communities in southeastern Mexico. *Plant Ecology* 158:183-200.

Sánchez-Sánchez, O.; G.A. Islebe, y M. Valdez-Hernández, 2007. "Flora arbórea y caracterización de gremios ecológicos en distintos estados sucesionales de la selva mediana de Quintana Roo". *Foresta Veracruzana*, 9: 17-26.

Sanz, M.E., Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., 1995. Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain, *Sedimentology*, 42 (1995), pp. 437-452.

Sarg, J.F., 1988. Carbonate Sequence Stratigraphy, C.K. Wilgus, *et al.* (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*, SEPM Spec. Publ., 42, pp. 155-182.

Sauer, D., Stein, C., Glatzel, S., Kühn, J., Zarei, M., Stahr, K., 2015. Duricrusts in soils of the Alentejo (southern Portugal)—types, distribution, genesis and time of their formation *J. Soils Sediments*, 15, pp. 1437-1453.

Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E-K. Esat, T.M., Mcculloch, 2004. Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados implications for palaeo sea-level changes in the Caribbean. *Quaternary International*, 120, 41–50.

Schinle, I., 1991, Kaldynamik in den bodengesellschaften der halbinsel Yucatan (Mexiko). Doctoral thesis. Stuttgart University, Germany.

Schlesinger, W.H., Marion, G.M., Fonteyn, P.J., 1989. Stable isotope ratios and the dynamics of caliche in desert soils. P.W. Rundel, J.R. Ehleringer, K.A. Nagy (Eds.), *Stable Isotopes in Ecological Research, Ecological Studies*, Springer New York, pp. 309-317.

Serrato Marks, G., Medina-Elizalde, M., Burns, S. J., Weldeab, S., Lases-Hernandez, F., Cazares, G., & McGee, D., 2020. Evidence for decreased precipitation variability in the Yucatán Peninsula during the mid-Holocene.

Socki, R.A., Gibson, E.K., Perry, E.C., Galindo, C., Golden, D. C., Ming, D. W., McKay, G.A., 2004, Stable isotope composition of carbonates formed in low-temperature terrestrial environments as Martian analogs. *Proceedings of Lunar and Planetary Science XXXV*.

Sofer, Z., 1980, Preparation of carbon dioxide for stable carbon isotope analysis of petroleum fractions, *Analytical Chemistry*, v. 52, 1389-1391.

Solís-Castillo, B., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Salcido-Berkovich, C., 2012. Paleosuelos en secuencias coluvio-aluviales del Pleistoceno–Holoceno en Tlaxcala: registros paleoambientales del poblamiento temprano en el centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64 (1), pp. 91-108.

Spaw, R.H., 1978. Late Pleistocene Carbonate Bank Deposition: Cozumel Island, Quintana Roo, Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* Vol. 28, p. 601–619.

St Arnaud, R. J. and Herbillon, A. J., 1973. Occurrence and genesis of secondary magnesium-bearing calcites in soils. *Geoderma*, 9, 279-298.

Stoops, G., 2003. *Guidelines for the Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. SSSA, Madison, WI.

Strong, G. E., Giles, J. R. A., & Wright, V. P., 1992. A Holocene calcrete from North Yorkshire, England: implications for interpreting palaeoclimates using calcretes. *Sedimentology*, 39(2), 333-347.

Suchý, V., 2002. The “white beds” -a fossil calcrete of the barrandian area: Its origin and paleoenvironmental significance. *J. Czech Geol. Soc.* 47, 45–54.

Swei, GH, Tucker, ME., 2012. Impact of diagenesis on reservoir quality in ramp carbonates: Gialo formation (Middle Eocene), Sirt Basin, Libya. *J Pet Geol.* 35, 25–48.

Szabo, B.J., Ward, W.C., Weidie, A.E., Brady, M.J., 1978. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. *Geology* 6, 12, 713–75.

Talbot, M.R., Kelts, K., 1990. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic-rich lacustrine sediments, B.J Katz (Ed.), *Lacustrine Exploration: Case Studies and Modern Analogues*, American Association Petroleum Geologist Memoir, Tulsa, OK, vol. 50, pp. 99-112.

Talma, A.S., Netterberg, F., 1983. Stable isotope abundances in calcretes, *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 11 (1) (1983), pp. 221-233.

Tanner, L.H., 2000. Palustrine–lacustrine and alluvial facies of the (Norian) Owl Rock Formation (Chinle Group), Four Corners Region, Southwestern U.S.A: implications for late Triassic paleoclimate. *Journal of Sedimentary Research*, 70, pp. 1280-1290.

Téllez-Valdés, O., Cabrera-Cano, E. F., Linares-Mazari, E., and Bye, R., 1989. Las plantas de Cozumel. Instituto de Biología, UNAM. México. 75 pp.

Téllez-Valdés, O., Cabrera-Cano, E.F., 1987. Listados florísticos de México. VI. Flora de la Isla de Cozumel, Q. R. Instituto de Biología, UNAM. México. 34 pp.

Thomas, S.G., Tabor, N.J., Yang, W., Myers, T.S., Yang, Y., Wang, D., 2011. Palaeosol stratigraphy across the Permian–Triassic boundary, Bogda Mountains, NW China:

Implications for palaeoenvironmental transition through earth's largest mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308, pp. 41-64.

Thompson, W. G., Curran, H. A., Wilson, M. A., White, B., 2011. Sea-level and ice-sheet instability during the Last Interglacial: New Bahamas evidence. *Nat. Geosci.* 4, 684.

Tófalo, O.R., y Pazos, P., 2002. Caracterización de calcretes de la Formación Puerto Yeruá (Cretácico), en base a su micromorfología (Entre Ríos, Argentina). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 9 (2), pp. 127-134

Toscano, M. A., & Lundberg, J., 1999. Submerged Late Pleistocene reefs on the tectonically stable SE Florida margin: high-precision geochronology, stratigraphy, resolution of Substage 5a sea-level elevation, and orbital forcing. *Quaternary Science Reviews*, 18(6), 753-767.

Trejo-Pelayo, S.A., 2020 Geomorfología de la isla de Cozumel y su relación con los cambios del nivel del mar a partir del Pleistoceno Tardío. Quintana Roo, México. (Tesis de maestría, UNAM).

Tulaczyk, S. M., 1993. Karst Geomorphology and Hydrogeology of the Northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. M. Sc. Thesis. Northern Illinois University. 189 p.

Uchupi, E., 1973. Easter Yucatan continental margin and western Caribbean tectonics. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 57, 1075-1095.

Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure A.W. Bally (Ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*, Am. Assoc. Pet. Geol. Stud. Geol., 27, pp. 1-10.

Valera-Fernández, D., Cabadas-Báez, H., Solleiro-Rebolledo, E., Landa-Arreguín, F. J., & Sedov, S., 2020b. Pedogenic carbonate crusts (calcretes) in karstic landscapes as archives for paleoenvironmental reconstructions—A case study from Yucatan Peninsula, Mexico. *CATENA*, 194, 104635.

Valera-Fernández, D., Solleiro-Rebolledo, E., López-Martínez, R. A., Pi-Puig, T., Salgado-Garrido, H., & Cabadas-Báez, H., 2020a. Quaternary carbonates on the

coast of the Yucatan Peninsula and the island of Cozumel, Mexico: Paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 102670.

Valero Garcés, B., Gisbert, J., 1992. Shallow carbonate lacustrine facies models in the Permian of the Aragon–Bearn Basin (Western Spanish–French Pyrenees). *Carbonates and Evaporites*, 7, pp. 94-107.

Valero Garcés, B., Kelts, K., 1997. Técnicas de Limnogeología aplicadas al estudio del cambio climático y desertificación en la Península Ibérica. J.J Ibáñez, B.L Valero Garcés, C Machado (Eds.), *El paisaje Mediterráneo a través del espacio y del tiempo, Implicaciones en La Desertificación*, Geoforma Ediciones, Logroño, pp. 395-417

Van Wagoner, J.C., Pasamentier, H.W., Michum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C. (eds) *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42. 39-45.

Vázquez-González., 2017. Informe final\* del Proyecto LH012 Riqueza de especies y biodiversidad edáfica de una zona de humedales del Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos, Quintana Roo, México.

Verrecchia, E.P., Dumont, J., Verrecchia, K.E., 1993. Role of calcium oxalate biomineralization by fungi in the formation of calcretes: a case study from Nazareth, Israel *J. Sediment. Petrol.*, 63, pp. 1000-1006

Verrecchia, E.P., Freytet, P., Verrecchia, K.E., Dumont, J.-L., 1995. Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO<sub>3</sub> precipitation as a major contributor to crust formation. *J. Sediment. Res.* 65.

Verrecchia, E.P., Verrecchia, K.E., 1994. Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification, *J. Sediment. Res.*, 64.

Vidal-Zepeda, 1989. Precipitación, en García de Fuentes, A., Atlas Nacional de México, Instituto de Geografía, vol. 2, cap. 4, núm. 1, UNAM, (Mapa esc. 1: 4 000 000).

Violette, A., Riotte, J., Braun, J.J., Oliva, P., Marechal, J.C., Sekhar, M., Jeandel, C., Subramanian, S., Prunier, J., Barbiero, L., Dupre, B., 2010. Formation and preservation of pedogenic carbonates in South India, links with paleo-monsoon and pedological conditions: clues from Sr isotopes, U-Th series and REEs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, pp. 7059-7085.

Waelbroeck, C, Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deepwater temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.*, 21, 295-305.

Wahl, D., Byrne, R., and Anderson, L., 2014, An 8700 year paleoclimate reconstruction from the southern Maya lowlands: *Quaternary Science Reviews*, v. 103, p. 19-25.

Wahl, D., Byrne, R., Anderson, L., 2014. An 8700-year paleoclimate reconstruction from the southern Maya lowlands. *Quat Sci Rev* 103, 19.

Wahl, D., Byrne, R., Schreiner, T., and Hansen, R., 2006, Holocene vegetation change in the northern Peten and its implications for Maya prehistory: *Quaternary Research*, v. 65, no. 3, p. 380-389.

Wahl, D., Hansen, R. D., Byrne, R., Anderson, L., and Schreiner, T., 2016, Holocene climate variability and anthropogenic impacts from Lago Paixban, a perennial wetland in Peten, Guatemala: *Global and Planetary Change*, v. 138, p. 70-81.

Walter, H., 1979. *Allgemeine Geobotanik*. Ulmer Verlag. 382 p.

Ward, W. C., 1970. Diagenesis of Quaternary eolianites of N. E. Quintana Roo, Mexico. Ph. D. Thesis. Rice University, Houston, Tex. 207 p.

Ward, W. C., 1975. Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of the northwestern Yucatan Peninsula, Mexico. In: Wantland, K. F., and Pusey III, W. C

(Eds.9. Belize Shelf carbonate sediments, clastic sediments, and ecology AAPG Studies in Geology, no. 2, 500-571.

Ward, W. C., 1985. Part II Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula. In: Ward, W. C., Weidie, A. E., and Black, W. (Eds.). Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula, New Orleans Geological Society, pp. 22-95.

Ward, W. C., and Wilson, J. L., 1974. General aspects of the northeastern coast of the Yucatan Peninsula. In: Field Trip 2, Annual Meeting of the Geological Society of America, pp. 96-105.

Ward, W.C., 1997. Geology of coastal islands, north eastern Yucatan Peninsula. In: Vacher, H.L., Quinn, L. (Eds.), Geology and hydrogeology of carbonate islands. Developments in Sedimentology, 54. Elsevier Science B.V. Publishers, 275–298.

Ward, W.C., Brady, M.J., 1979. Strandline Sedimentation of Carbonate Grainstones, Upper Pleistocene, Yucatan Peninsula, Mexico: Geologyc Notes. AAPG Bulletin, V. 63, p. 362–369.

Warren, J.K., 1983. Pedogenic calcrete in Quaternary calcareous dunes in coastal Southern Australia. Journal of Sedimentary Atrology, 53,787-796.

Watts, N.L., 1978, Displacive calcite: Evidence from recent and ancient calcretes, Geology, v. 6, 699–703.

Watts, N.L., 1980. Quatemary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. Sedimentology, v. 27, 661–686.

Weidie, A. E., 1985. Part I Geology of Yucatan Platform. In: Ward, W. C., Weidie, A. E., and Black, W. (Eds.). Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula, New Orleans Geological Society, pp. 1-19.



Wells, N.A., 1983. Carbonate deposition, physical limnology and environmentally controlled chert formation in Paleocene–Eocene Lake Flagstaff, Central Utah, *Sedimentary Geology*, 35 (1983), pp. 263-296.

West, L.T., Wilding, L.P., Hallmark, C.T., 1988. Calcic soils in central Texas: II Genesis of calcic and petrocalcic horizons

White, W.B., 1988, *Geomorphology and hydrology of karst terrains*: New York, Oxford University Press, 464 p.

Wilson, J.L., 1975. The Lower Carboniferous Waulsortian facies. pp. 148-168 in *Carbonate facies in geological history*. Springer-Verlag.

Wright, V. P., & Marriott, S. B. (1996). A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. *Journal of the Geological Society*, 153(6), 907-913.

Wright, V.P. 1990b. Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. *Geological Magazine*, 127, pp. 273-276.

Wright, V.P., 1986. The role of fungal biomineralization in the formation of early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology*, 33, pp. 831-838.

Wright, V.P., 1989, *Terrestrial stromatolites: a review*, *Sedimentary Geology*, v. 65, 1–13.

Wright, V.P., 1990c. A micromorphological class of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures, In: *Soils, Micromorphology: A basic and applied science* (Ed. by L.A. Douglas). *Development of soil science*, Elsevier, Amsterdam, vol. 19, pp. 401–407.

Wright, V.P., 1992. *Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models*

Wright, V.P., Alonso-Zarza, A.M., Sanz, M.E., Calvo, J.P., 1997. Diagenesis of Late Miocene micritic lacustrine carbonates, Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 114, pp. 81-95.

Wright, V.P., and Tucker, M.E., 1991, Calcretes: an introduction. V.P. Wright, M.E. Tucker, editores, Calcretes, IAS Reprint Series, Vol.2. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 1–22.

Wright, V.P., Beck, V.H., Sanz-Montero, M.E., 1996. Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO<sub>3</sub> precipitation as a major contributor to crust formation— Discussion Journal of Sedimentary Research, 66, pp. 1040-1041.

Wright, V.P., Peeters, C., 1989. Origins of some early Carboniferous calcrete fabrics revealed by cathodoluminescence. Sedimentary Geology, 65, pp. 345-353

Wright, V.P., Tucker, M.E., 1991. Calcretes: an introduction V.P. Wright, M.E. Tucker (Eds.), Calcretes. IAS Reprint Series, Vol. 2, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 1-22.

Yan, X.P., Kerrich, R., Hendry, M.J., 1999. Sequential leachates of multiple grain size fractions from a clay-rich till, Saskatchewan, Canada: implications for controls on the rare earth element geochemistry of porewaters in an aquitard Chemical Geology, 158 (1–2), 53-79.

Yijian, C., Arakel, A.V, Jinfen, L., 1989. Investigation of sensitive signals due to gamma-ray irradiation of chemical precipitates. A feasibility study for ESR dating of gypsum, phosphate and calcrete deposits. International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part A. Applied Radiation and Isotopes, V 40, I 10–12, 1989, pp. 1163–1170.

Zamanian, K., Pustovoytov, K., Kuzyakov, Y., 2016. Pedogenic carbonates: forms and formation processes, Earth-Science Reviews, 157, pp. 1-17.

Zhou, J., Chafetz, H.S., 2009. Biogenic caliches in Texas: the role of organisms and effect of climate, Sedimentary Geology, 222 (2009), pp. 207-225.

## ***ANEXO I***

Resumen de los principales estudios paleoambientales en la Península de Yucatán para el Pleistoceno Tardío, la transición Pleistoceno-Holoceno y el Holoceno.

| Edad                      | Tipo de registro                             | Período (ky AP) | Información paleoambiental de la Península de Yucatán  |
|---------------------------|--|-----------------|--|
| <i>Pleistoceno Tardío</i> | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá) | 200-85          | Clima relativamente húmedo. <sup>1</sup>   |
|                           | Corales                                      | 121             | Aumento entr2 2-3 m del nivel del mar. <sup>2</sup>  |
|                           | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá) | ~85             | Evento de desecación del lago (sedimentos con grava, arenas gruesas y gasterópodos). <sup>1</sup>      |
|                           | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá) | 85-48           | Condiciones de humedad. <sup>3</sup>   |
|                           | Polen<br>(Lago Petén Itzá)                   | 60-47           | Paisaje dominado por savanas de <i>Pinnus</i> . <sup>4</sup>   |
|                           | Polen y carbón vegetal<br>(Lago Petén Itzá)  | ~85.5           | Temperatura entre 2.7 y 3.5°C más fría que la temperatura actual. <sup>5</sup>                         |
|                           | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá) | 48              | Cambio a un régimen climático más seco. <sup>6</sup>   |
|                           | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá) | 48-23           | Ciclo de eventos húmedos-secos (Eventos Dansgaard-Oeschger). <sup>6</sup>                              |
|                           | Polen<br>(Lago Petén Itzá)                   | 47-19.2         | Paisaje dominado por bosques méxicos. <sup>4</sup>   |
|                           | Polen<br>(El Petén)                          | 36-24           | Presencia de bosque húmedo-templado, temperatura entre 4.7-6.58°C más frío que el actual. <sup>7</sup> |

|  |  |               |   |
|--|--|---------------|---|
|  | Espeleotema<br>(Reserva Río Secreto)                               | 26.5-23.2     | Reducción significativa de las precipitaciones (Evento Heinrich 2). <sup>8</sup>                |
|  | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Quexil)                           | 24-12         | Condiciones secas-frías (bajo nivel del lago). <sup>9</sup>                                     |
|  | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá)                       | 23-18         | Cambio a condiciones frías-húmedas. <sup>6</sup>  |
|  | Polen y carbón vegetal<br>(Lago Petén Itzá)                        | 21 ± 2<br>UMG | Temperatura entre 4 y 5°C más fría que la temperatura actual. <sup>5</sup>                      |
|  | Polen (Lago Petén Itzá)  | 19.2-18       | Paisaje dominado por savanas de <i>Pinnus</i> . <sup>4</sup>                                    |
|  | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá)                       | 18-14.7       | Cambio a condiciones de aridez (Evento Heinrich 1). <sup>6</sup>                                |
|  | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá,<br>Lago Chichancanab) | 18-10.7       | Temperatura de aproximadamente 19°C (aproximadamente 7°C más fría que la actual). <sup>10</sup> |
|  | Polen y carbón vegetal<br>(Lago Petén Itzá)                        | ~15-13.5      | Se da un calentamiento de 3°C. <sup>5</sup>   |
| <i>Transición Pleistoceno-Holoceno</i> | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Petén Itzá)                       | 12.8-10.4     | Establecimiento de condiciones secas (inicio del Younger Dryas a los 12.8 ka). <sup>6</sup>     |
|  | Sedimentos<br>Lacustres<br>(Lago Quexil)                           | ~12.5         | El nivel del lago comenzó a subir. <sup>9</sup>   |
|  | Polen y carbón vegetal   | 12-10         | Ascenso de la temperatura media a valores de  |

|                 |   |          |   |
|-----------------|---|----------|---|
|                 | (Lago Petén Itzá)                             |          | 20-24°C. <sup>5</sup>   |
|                 | Polen (Lagos de tierras bajas Mayas)          | 14-10    | Desarrollo abrupto de bosques húmedos-templados. <sup>7,11</sup>                                      |
|                 | Sedimentos Lacustres (Lago Quexil)            | ~10.5    | Rápido llenado del lago bajo condiciones frías persistentes. <sup>9</sup>                             |
|                 | Sedimentos Lacustres (Lago Petén Itzá)        | 10.5     | Se registra un aumento de la temperatura llegando a ser cercana a los valores modernos. <sup>10</sup> |
|                 | Polen (Sedimentos Lacustres Lago Petén Itzá)  | 10.5     | Cambio abrupto a bosques estacionales modernos por aumento de las precipitaciones. <sup>4</sup>       |
| <i>Holoceno</i> | Polen (Lago Puerto Arturo)                    | ~10-5    | Condiciones cálidas y húmedas. <sup>3</sup>   |
|                 | Sedimentos Lacustres (Lago Quexil)            | ~9       | Condiciones cálidas húmedas que persistieron durante el holoceno temprano. <sup>9</sup>               |
|                 | Polen (Lago Saltepen y Quexil)                | 10.9-9.6 | Persistencia de tipo de flora glacial. <sup>7</sup>   |
|                 | Polen (Lago Paixban)                          | 9.5-5.5  | Condiciones húmedas, taxones de bosque tropical <sup>12</sup>   |
|                 | Chonchas de gasterópodos (Lago Puerto Arturo) | 8.7      | Condiciones de humedad. <sup>13</sup>   |

|   |         |  |
|---|---------|--|
| Polen<br>(Lago Tzib)                          | 7.9     | Presencia de bosques de estatura baja a mediana. <sup>11</sup>                           |
| Polen<br>(Lago Paixban)                       | 5.5-5.0 | Condiciones secas, presencia de pasto de sierra y depositación de turba. <sup>12</sup>   |
| Polen<br>(Lago Paixban)                       | 5.0-3.5 | Condiciones relativamente secas. <sup>12</sup>   |
| Espeleotema<br>(Reserva Río Secreto)          | 5.7-5.2 | Incremento de las precipitaciones en comparación con el Holoceno Tardío. <sup>14</sup>   |
| Polen<br>(Lago Puerto Arturo)                 | 4.6     | Decrece la cubierta de bosque, primera aparición de polen <i>Zea mays</i> . <sup>3</sup> |
| Polen<br>(Lago Peten Itzá)                    | ~4.5    | Reducción de los bosques tropicales. <sup>15</sup>                                       |
| Polen<br>(Lago Peten Itzá)                    | 4.5-3.0 | Cambio de vegetación por condiciones climáticas secas. <sup>15</sup>                     |
| Sedimentos lacustres y polen<br>(Los Petenes) | 4.1-3.9 | Transición hacia condiciones más secas. <sup>16</sup>                                    |
| Polen<br>(Lago Paixban)                       | 3.5-0.2 | Impacto antrópico (polen <i>Zea</i> ). <sup>12</sup>                                     |
| Polen<br>(Lago Puerto Arturo)                 | 3.4-1.0 | Disminución del taxón de bosque y aumento brusco del taxón de maleza. <sup>3</sup>       |
| Chonchas de gasterópodos                      | 3.3-1.8 | Condiciones relativamente húmedas. <sup>17</sup>   |

|  |          |  |   |
|--|----------|--|---|
| (Lago Punta Laguna)                          |          |  |   |
| Polen<br>(Lago Tzib)                         | 3        |  | Aumento de la precipitación y polen de bosque de estatura media. <sup>11</sup>  |
| Paleosuelos<br>(Terrazas del Río Usumacinta) | 3        |  | Clima estacional, desarrollo de suelos tipo vertisol, evidencias de plantas tipo C4. <sup>18</sup>                            |
| Polen<br>(costa del Mar Caribe)              | 2.5-1.5  |  | Período relativamente húmedo (vegetación de manglar). <sup>19</sup>   |
| Polen<br>(Lago Puerto Arturo)                | 1.8      |  | Caída en los patrones de perturbación por agricultura (puede representar el abandono del preclásico en el área). <sup>3</sup> |
| Polen<br>(Lago Tzib)                         | 1.7      |  | Se observa un pico de sequía. <sup>11</sup>   |
| Polen<br>(costa del Mar Caribe)              | 1.3      |  | Condiciones más secas (disminución de la vegetación de manglar). <sup>19</sup>  |
| Polen<br>(Lago Tzib)                         | 1.2      |  | Se observa un pico de sequía. <sup>11</sup>   |
| Polen<br>(Lago Puerto Arturo)                | ~0.95    |  | Aumento de las precipitaciones. <sup>13</sup>   |
| <b>DC</b>                                    |          |  |   |
| Sedimentos lacustres<br>(Lago Chicancanab)   | 770-1100 |  | Período de sequía (Sequía Maya). <sup>17</sup>  |



|   |         |   |
|---|---------|---|
| Acuífero<br>(Cenote Carwash,<br>Lago Pac Chec)    | 779-889 | Salinización del acuífero. <sup>21</sup>          |
| Sedimentos<br>lacustres<br>(Lago Punta<br>Laguna) | 834-884 | Sequía de 50 años. <sup>17</sup>                  |
| Espeleotema<br>(Chacc)                            | 800-950 | Evidencia de 8 períodos se sequías. <sup>20</sup> |

Referencias: (1) Muller et al., 2010, (2) Blanchon et al., 2009, (3) Wahl et al., 2006, (4) Correa-Metrio et al., 2012a, (5) Correa-Metrio et al., 2012b, (6) Hodell et al., 2008, (7) Leyden et al., 2002, (8) Medina-Elizalde et al., 2017, (9) Leyden et al., 1993, (10) Hodell et al., 2012, (11) Carrillo-Bastos et al., 2010, (12) Wahl et al., 2016, (13) Wahl et al., 2014, (14) Serrato-Marks et al., 2020, (15) Muller et al., 2009, (16) Gutiérrez-Ayala et al., 2012, (17) Curtis et al., 1996, (18) Solís-Castillo et al., 2012, (19) Islebe y Sánchez et al., 2002, (20) Medina-Elizalde et al., 2010, (21) Krywy-Janzen et al., 2018.

## ***ANEXO II***

Quaternary carbonates on the coast of the Yucatan Peninsula and the island of Cozumel, Mexico: Paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 102670.

## ***ANEXO III***

Pedogenic carbonate crusts (calcretes) in karstic landscapes as archives for paleoenvironmental reconstructions—A case study from Yucatan Peninsula, Mexico. *CATENA*, 194, 104635.



## Quaternary carbonates on the coast of the Yucatan Peninsula and the island of Cozumel, Mexico: Paleoenvironmental implications

D. Valera-Fernández<sup>a,b,\*</sup>, E. Solleiro-Rebolledo<sup>b</sup>, R.A. López-Martínez<sup>b,d</sup>, T. Pi-Puig<sup>b</sup>,  
H. Salgado-Garrido<sup>a,b</sup>, H. Cabadas-Báez<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus, 04510, Mexico City, Mexico

<sup>b</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus 04360, Mexico City, Mexico

<sup>c</sup> Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, 50110, Toluca, State of Mexico, Mexico

<sup>d</sup> Laboratorio de carbonatos y Procesos Kársticos, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus, 04360, Mexico City, Mexico

### ABSTRACT

Calcretes and palustrine carbonates are two types of continental carbonates that contain significant environmental information and can be found in nearshore environments. In three stratigraphic sections studied in the coastal area of the Yucatan Peninsula and the island of Cozumel, multiple levels of calcretes and palustrine carbonates were identified. The presence of these continental carbonates combined with calcarenites suggests a transition from a shallow marine deposit to a continental environment for paleosol development. This research analyzes the geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ), mineralogical and micromorphological characteristics of the calcarenite, palustrine carbonate and calcretes to infer their paleoenvironmental formation conditions. The mineralogy of the samples consists entirely of aragonite and calcite. The micromorphology allowed us to identify  $\alpha$ -calcretes and  $\beta$ -calcretes, as well as palustrine carbonates such as peloidal and mottled limestones. The isotopic signature of Palustrine carbonate has an intermediate isotopic signature ( $\delta^{13}\text{C}$  mean value of  $-5.24\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  mean value of  $-4.9\%$ ), falling between that of calcarenites and calcretes. The  $\delta^{13}\text{C}$  (ranging from  $-10.10$  to  $-7.50\%$ ) and  $\delta^{18}\text{O}$  ( $-5.63$  to  $-4.64\%$ ) values of all calcretes analyzed in this work are similar to the values reported for the Pleistocene and Holocene calcretes exposed in the Caribbean Sea region. Isotopic values of  $\delta^{13}\text{C}$  in the studied sections are interpreted as the result of a change in vegetation from a predominant C3 vegetation associated with a cool-wet climate to a C3/C4 mixed vegetation, which is a plant cover that grows in a drier-hotter climate.

### 1. Introduction

In karstic coastal environments, there is a significant cyclicity between subaerial exposure periods, during which the sea-level stands are lower, and periods of shallow-water marine deposition, during which the sea level increases. During the stages of sea level rise, sedimentation occurs; in contrast, when the sea level falls, the processes of carbonate dissolution, soil formation, erosion and pedogenic carbonate development (e.g. calcretes) take place. Consequently, contrasting carbonate facies—marine and continental—can be distinguished in coastal environments. Calcretes and palustrine carbonates are two types of continental-transitional carbonate deposits that form in nearshore environments, both containing significant environmental information (Tanner, 2010). The formation of palustrine carbonate facies is related to changes in the hydrologic regime, such as fluctuations in precipitation or groundwater levels (Alonso-Zarza and Wright, 2010). Calcrete facies are heavily dependent on soil moisture and are associated with a warm or a mostly dry climate with seasonal variations, and a mean annual precipitation between 100 and 500 mm (Goudie, 1983;

Birkeland, 1999).

Facies identification in transitional environments, where continental and marine-shore carbonates are present, is particularly complex, making their use as paleoenvironmental proxies difficult. However, the specific guidelines for differentiating continental carbonates (pedogenic, palustrine or lacustrine) are not easily defined (Alonso-Zarza, 2003; Tanner, 2010); therefore, reconstructing processes and/or environments is not an easy task.

Palustrine carbonates are deposited in lacustrine and transitional environments as a result of short-term changes in water levels. They are characterized by a mixture of subaerial and lacustrine facies (Flügel, 2013). In this mixture, ostracods, gastropods, charophytes, root traces, and desiccation cracks are commonly identified (Freytet and Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza, 2003). Alonso-Zarza (2003) classified the different types of palustrine carbonates into five groups that show different degrees of subaerial exposure and/or pedogenesis: (1) nodular limestone and breccia, (2) mottled limestone indicating the mobilization of iron oxides, (3) limestone with vertical root cavities, (4) pseudo-microkarst, and (5) peloidal and/or intraclastic limestone.

\* Corresponding author. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus, 04510, Mexico City, Mexico.  
E-mail address: [daisyvalera1988@gmail.com](mailto:daisyvalera1988@gmail.com) (D. Valera-Fernández).

|             | MIS* | Age (U/Th)(ky)<br>(Szabo, 1978) | <i>Eolian-Ridge Island</i><br>(Ward, 1975) | <i>Cozumel</i><br>(Spaw 1978)            | <i>Yucatan Coast</i><br>(Ward and Brady, 1979,<br>Ward, 1985)   |                              |
|-------------|------|---------------------------------|--|--|---|------------------------------|
| Holocene    | 1    |                                 | Blanca Eolianite                           | Coral Reef<br>Beach Deposits             | Coral Reef<br>Lagoon Muds<br>Beach Sediments<br>Mangrove Swamps |                              |
|             |      |                                 | Cancun Eolianite                           |  |   | Lagoon Mud<br>Beach Deposits |
| Pleistocene | 2    |                                 | Caliche Crust                              | Caliche II                               | Caliche Crust   |                              |
|             | 3    |                                 |  |  |   |                              |
|             | 4    |                                 |  |  |   |                              |
|             | 5    | a                               | ~122                                       | ? Mujeres Eolianite                      | Eolianite   | Tulum Eolianite              |
|             |      | b                               |  |  |   |                              |
|             |      | c                               |  | ? Contoy Eolianite<br>P. Viejo Eolianite |   |                              |
|             |      | d                               |  |  |   |                              |
|             |      | e                               |  | Super-Caliche I                          |   |                              |
|             | 6    |                                 |  | Caliche I                                | Caliche Crust   |                              |
|             | 7?   |                                 |  | Sub- Caliche I                           | Shallow-Marine<br>Limestone and Dolomite                        |                              |

Fig. 1. Correlation chart showing the stratigraphic relationships of Pleistocene and Holocene carbonates on the islands and the coastal mainland of northeastern Yucatan (corrected from Ward, 1997).

Calcretes are accumulations of pedogenic carbonates that occur in soil profiles, rocks or sediments within the vadose zone, mainly composed of CaCO<sub>3</sub> and small proportions of other components (Goudie, 1973; Wright and Tucker, 1991). In calcretes, two types of biogenic and non-biogenic microfabrics have been differentiated: the  $\beta$ -fabric and  $\alpha$ -fabric, respectively (Wright, 1990c). The  $\alpha$ -fabric is represented by crystalline carbonate groundmass, cracks and nodules, whereas the  $\beta$ -fabric displays mostly alveolar septal structures, Microcodium, and needle-fiber calcite (Wright and Tucker, 1991).

The stable isotope signatures of oxygen and carbon are also used to distinguish palustrine carbonates and calcretes, as well as shore deposits. However, calcretes and palustrine carbonates display a similar  $\delta^{13}\text{C}$  composition, which is controlled by the relative abundance of C3 or C4 plants. In some cases, under similar vegetation, palustrine calcretes have more negative values than calcretes (Alçiçek and Alçiçek, 2014). In calcretes, the  $\delta^{13}\text{C}$  is approximately  $-12\text{‰}$  under pure C3, and  $+2\text{‰}$  under pure C4 vegetation cover (Cerling, 1984; Lipar et al., 2017). The calcrete and palustrine carbonate  $\delta^{18}\text{O}$  values depend on evaporation rates, temperature and salinity; therefore, they are commonly used to estimate as mean annual temperature (Cerling, 1984). The most remarkable changes in  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  composition correspond to the marine carbonates, which have higher values (Shackleton et al., 1977).

Along the coast of the Yucatan Peninsula, particularly in Quintana Roo and the island of Cozumel, successions of late Pleistocene-Holocene shore sediments interlayered with calcretes have been identified, covering a time span from Marine Isotopic Stage (MIS) 7 to 1 (Spaw, 1978;

Ward, 1975, 1985, 1997). However, no absolute dating has been provided. Certain authors attempted to reconstruct sea-level variations by identifying carbonate facies in those successions, particularly those related to the eolianites (Ward, 1985). However, most of the studies have been focused on the sedimentary facies (Ward and Brady, 1979; Ward, 1985). In a previous investigation, Valera-Fernández et al. (2020) characterized the calcretes on the Quintana Roo coast and provided a chronological frame based on U/Th dating. The present study analyzes the geochemical, mineralogical, and micromorphological characteristics of different types of shore sediments, including calcarenites and calcrete layers exposed in the Yucatan Peninsula and Cozumel Island, in order to reconstruct the paleoenvironmental conditions under which these deposits were formed. This paper also proposes a correlation with other similar stratigraphic records from the Caribbean region.

## 2. Geological setting

The Quintana Roo coastline is characterized by the presence of Quaternary carbonate shore sediments with a plain relief, with altitudes varying between 10 and 20 m (Lugo-Hubp and García-Arizaga, 1999). The stratigraphy of this part of the Yucatan Peninsula is mainly composed of the Carrillo Puerto Formation, overlain by Quaternary sediments. The Carrillo Puerto Formation was described by Lauderdale et al. (1979) and is a shallow-water carbonate succession. The overlying Quaternary sediments were formed during the Miocene-Pliocene (Aguayo et al., 1980), with an extensive karstic development that is

represented on a large scale by poljes and sinkholes (Lugo-Hubp et al., 1992). The island of Cozumel has an area of 540 km<sup>2</sup> (36 km long and 15 km wide), with a mean elevation of about 5 m, reaching 10 m in the highest areas (Uchupi, 1973). The island is located 20 km offshore, separated from the continent by a sea channel with a maximum depth of 400 m (Uchupi, 1973; Ward, 1997). Both the island and the study area in the Yucatan peninsula display geological similarities; consequently, the Carrillo Puerto Formation periphery is covered by Quaternary sediments (Spaw, 1978; Ward, 1985; Beddows, 2004).

The shallow-marine and subaerial limestones on the northeast coast of the Yucatan Peninsula and the island of Cozumel are similar in elevation, sedimentology, stratigraphy, and age (Ward 1975, 1997; Spaw, 1978; Szabo et al., 1978; Ward and Brady, 1979; Ward 1985). (Fig. 1).

During the last Pleistocene interglacial period, with a regional sea level rise between 5 and 6 m above the current level, a series of beach ridges accumulated along the northeastern coast of the Yucatan Peninsula (Ward and Brady, 1979). The estimated age of these deposits is approximately 122 ky based on Uranium-series dating in corals (Szabo et al., 1978). Subsequently, an increasing amount of evidence shows that during the glacial period, the production of carbonate sand on the shallow ramp continued. These dune ridges, accumulated after the MIS 5 substage e, in sea-level stands probably 5–10 m lower than present. The continuous sea-level drop exposed these carbonated sands to subaerial diagenesis during the rest of the glacial period. During the Holocene, eolian ridges were partly eroded with the sea level rise.

The stratigraphy of the coastal zone of the Yucatan Peninsula shows a high degree of heterogeneity related to wide depositional coastal environments affected by diagenetic processes (Ward and Brady, 1979; Rodriguez, 1982; Ward, 1985). In multiple Pleistocene limestone cores, Rodriguez (1982) identified three distinct units separated by calcrete layers with thickness ranging from a few centimeters to 1.7 m. Ward (1975) studied Quaternary dune rocks and divided them into three Pleistocene and two Holocene units based on grain-size distribution and composition, diagenetic characteristics, and geomorphic relationships. Informally, these units were described as eolianites.

The limestone outcrops exposed on the island of Cozumel recorded two periods of dipping and exposure during the late Pleistocene (Spaw, 1978; Ward, 1997). These strata were divided into two major sedimentary units, separated by two levels of calcretes. The first unit, located at the bottom of the succession, was separated into two lithofacies, while the second was subdivided into nine shallow-marine lithofacies that included eolianites (Spaw, 1978).

### 3. Materials and methods

#### 3.1. Fieldwork

Three sections of coastal outcrops located in limestone quarries were studied and sampled (Fig. 2). Two sections were found in the northeastern Yucatan Peninsula: Playa del Carmen, PC (20°31'45.47"N, 87°11'46.33"W) and Katerpillar, K (20°13'53.87" N, 87°25'34.65"W), 45 km south from PC. The third section, El Jabalí (20°32'46.90" N, 86°54'17.42"W), was located northwest of the island of Cozumel. A total of 22 samples were taken that included calcretes and calcarenites. In the field, the distinction of the various types of carbonates was done by color, hardness, and sedimentary and pedogenic structures.

#### 3.2. Petrography

We prepared thin sections (30 µm thick) of undisturbed calcarenite and calcrete samples. To better preserve the structure, the samples were impregnated with polyester resin before thin section preparation. Thin sections were observed under an Olympus BX 51 petrographic microscope in plane-polarized and crossed-polarized light (PPL, XPL) and described based on Alonso-Zarza and Wright (2010) and Flügel (2013).

#### 3.3. Laboratory analysis

We crushed and homogenized twelve samples using an agate mortar, sieved through a mesh < 75 µm. The X-ray diffraction analyses were performed at the X-Ray Diffraction Laboratory within the National Laboratory of Geochemistry and Mineralogy (LANGEM), part of the Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). The diffractograms were obtained using an EMPYREAN diffractometer, operating with an accelerating voltage of 45 kV and a filament current of 40 mA, equipped with a Ni filter, copper and cobalt (the latter only for El Jabalí section samples) fine-focus tubes and a PIXcel3D detector. The measurement was taken in the angular range 2θ from 5° to 80° with a "step scan" of 0.003° (2 Theta) and an integration time of 40 s per step. Phase identification and quantification using the Rietveld method (Rietveld, 1969) was performed with a PDF-2 database using Highscore v.4.5 software.

The stable isotope analyses of δ<sup>13</sup>C and δ<sup>18</sup>O were performed at the LANGEM Stable Isotope Laboratory. Twelve calcarenite and calcrete samples were analyzed. The reported δ<sup>13</sup>C and δ<sup>18</sup>O values are expressed according to the VPDB standard (Vienna PeeDee Belemnite, ‰). The values were normalized using NBS-19 and MBS-18 reference materials at VPDB scale according to the corrections described by Coplen et al. (1983, 2006).

### 4. Results

#### 4.1. Morphology of the studied sections

##### 4.1.1. Playa del carmen section

The Playa del Carmen (PC) section is at a depth of 200 cm (Fig. 3a) and is located in an abandoned quarry that today is used as an open-air landfill. The section consists of 7 layers, labeled as PCM1 to PCM7, from top to bottom. Although the layers look similar, a preliminary field differentiation was performed based on their color, hardness and sedimentary/pedogenic structures. Two calcrete levels were identified as PCM7 and PCM3. The PCM7 thickness ranges from 17 to 20 cm, is exposed at the bottom of the succession, is light gray in color and is very hard. It shows lighter areas with root traces and fissures (Fig. 3b). Above PCM7, a set of three yellowish-brown sedimentary layers was found (PCM6, PCM5, PCM4), with a thickness of around 100 cm. PCM6 is poorly cemented and shows abundant bioclasts as well as preserved shells (Fig. 3c); PCM5 and PCM4 are slightly more reddish, are harder and display low-angle cross lamination. Shells are also present in these sediments. PCM3 is 10 cm thick. It is harder than the previous layers and displays alternating laminas of different colors. PCM2 is yellowish gray and has undulating laminations (Fig. 3d). The succession is capped by a hard, light-gray layer (PCM1), with parallel lamination and coarser grain size, that has erosional contact with the underlying PCM2.

##### 4.1.2. Katerpillar section

The Katerpillar section, also located on the coast of the Yucatan Peninsula, has a total thickness of 350 cm (Fig. 4a). Here, 12 different levels are distinguished. At the bottom of the succession from 290 to 350 cm, a poorly cemented deposit was observed (not sampled). A hard, light-gray layer of calcrete overlies the previous deposit, from 240 to 290 cm. Its thickness is not homogeneous, varying from 20 to 50 cm in the KM12 and KM11 samples. It has lighter areas of irregular shapes (Fig. 4b). The overlying sediment is very heterogeneous, as shown in sample KM10 from 200 to 240 cm. It has reddish-brown materials along with fragmented whitish shells and greyish hard carbonates (Fig. 4c). The next sedimentary layer, sample KM9, from 190 to 200 cm, is more whitish and harder, with abrupt contacts with the under- and overlying materials. At a depth between 160 and 190 cm, a light yellowish carbonate, sample KM8, is present. It has a coarser texture with abundant shells. KM7 (150–160 cm) is more whitish and is harder and finer in texture, showing thin laminations (Fig. 4d). KM6 (140–150 cm) has



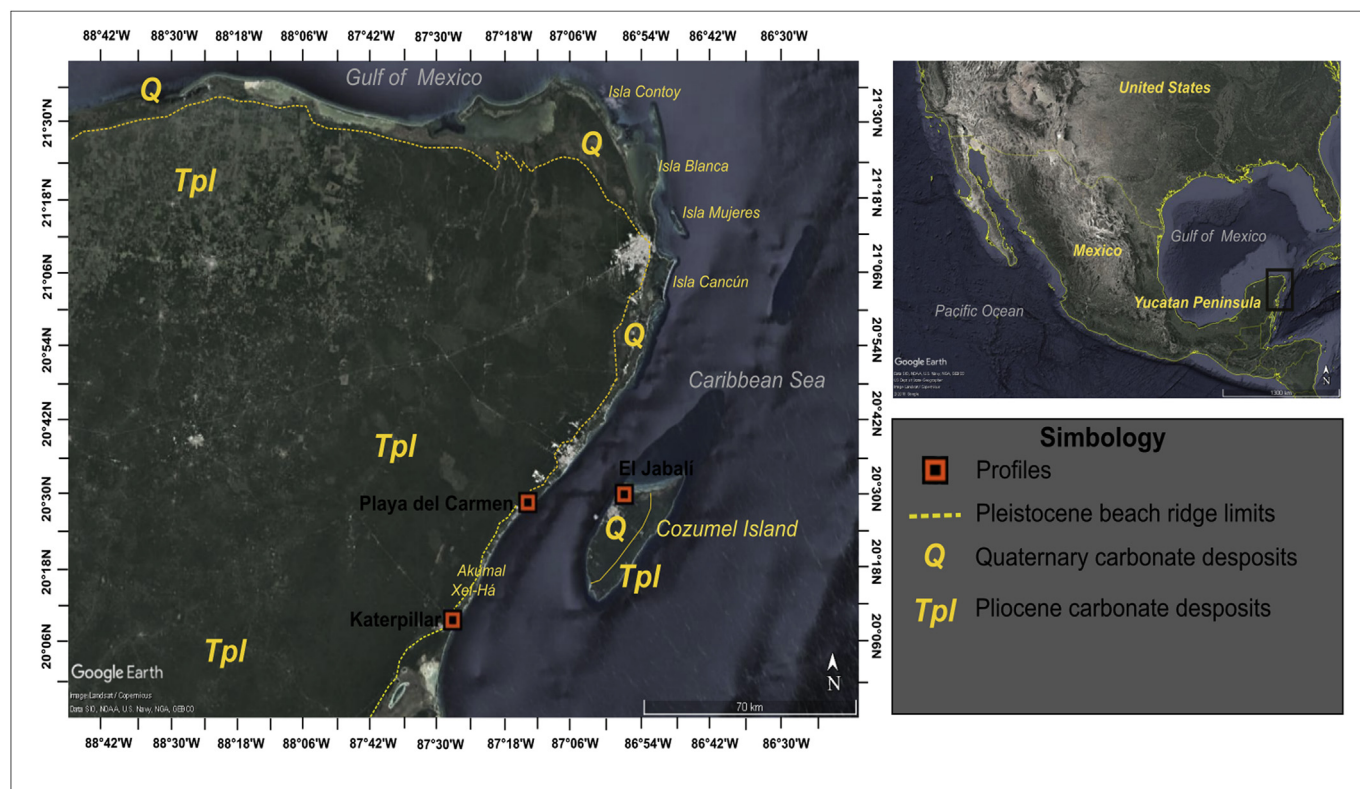


Fig. 2. Location of the Playa del Carmen, Katerpillar and El Jabali sections in the Yucatan Peninsula and on the island of Cozumel.

clear contacts with the under and overlying layers. It is more yellowish and coarser. The next stratigraphic level, from 80 to 140 cm, is divided into two units, based on their hardness (samples KM5, KM4). KM5 is harder and more massive, while KM4 is softer and has abundant shells. Between 30 and 80 cm, there is grayish and more massive layer (KM3). KM2 is a light-gray, laminated layer that is 20 cm thick. The top of the succession is capped by a massive gray layer (KM1).

#### 4.1.3. El Jabali section

The El Jabali section is located at the northwestern coastal area of the island of Cozumel (Fig. 5a), where 7 layers are identified. The section is mainly constituted by light-grayish sedimentary strata (samples JM1, JM3, JM4, JM7) with low-angle cross lamination (Fig. 5b) that are separated by 3 thin, more indurated layers at the following depths: 10–20 cm (sample JM2), 110–120 cm (sample JM5), and 180–190 cm (sample JM6). These layers are laminated, showing dark laminae, whitish areas and dark rounded zones (Fig. 5c and d).

#### 4.2. Micromorphology

From the field morphology, we identified several indurated layers that are considered calcretes. These strata were observed in detail under the microscope in order to identify features of pedogenic origin, based on the criteria of Alonso-Zarza and Wright (2010). In contrast, the analysis of the in the sedimentary strata was performed following the classification by Flügel (2013). The calcrete samples consist of PCM7 and PCM3 in Playa del Carmen (Fig. 3); KM12, KM11, KM10, KM7 and KM2 in Katerpillar (Fig. 4); and JM2, JM5, and JM6 in El Jabali (Fig. 5). The rest of the strata consists of generic calcarenites.

##### 4.2.1. Playa del Carmen section

The micromorphological analyses of the calcrete layers produced interesting results. The PCM7 sample (at a depth of 195 cm) shows a dense micritic matrix (gray and brown micrite) with low porosity

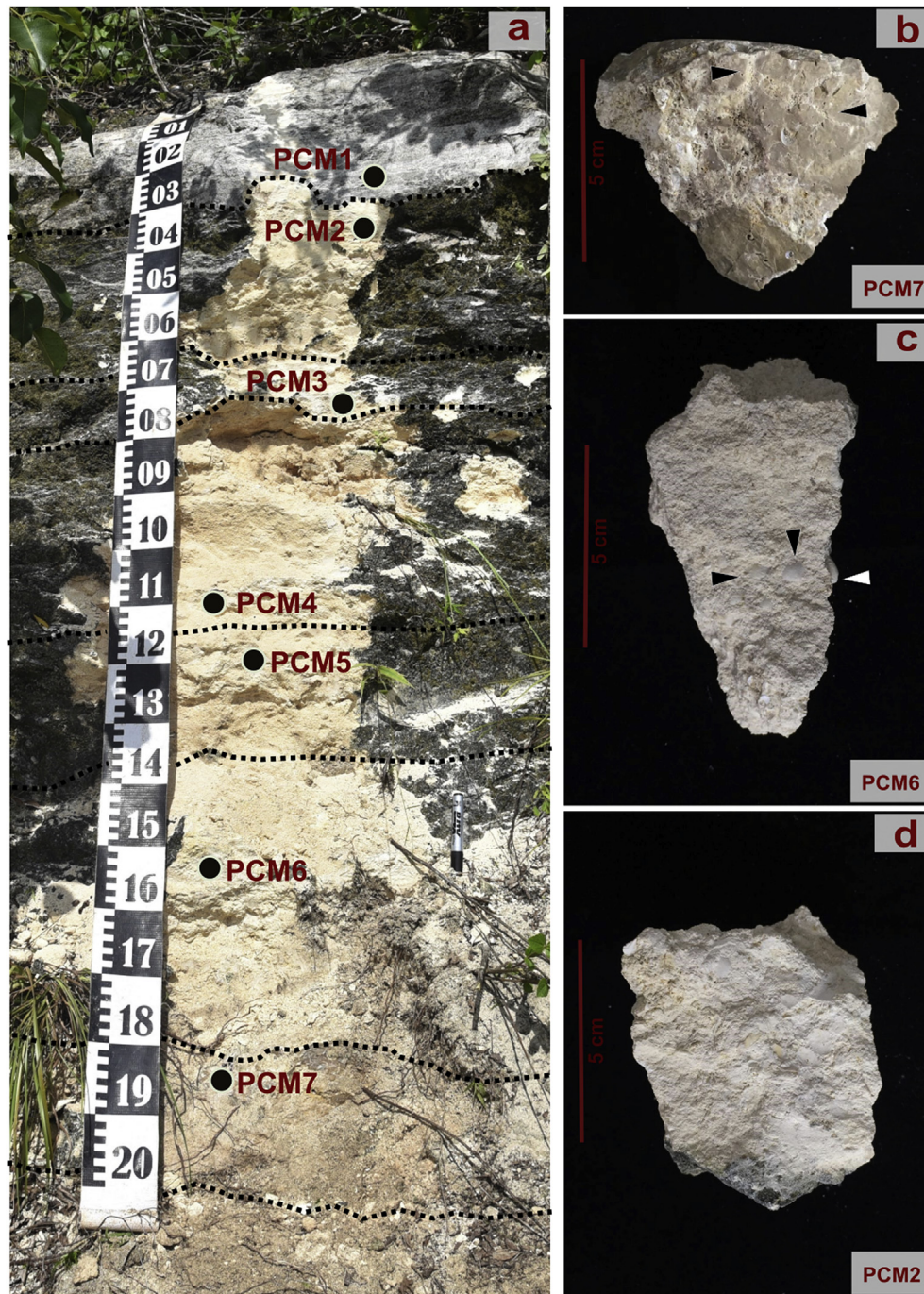
(Fig. 6a). The main pores consist of planar fissures (Fig. 6b). However, there are also vughs and channels, filled by yellowish clays (Fig. 6a) as well as by micrite and microsparite (Fig. 6b and c). We also observed dark materials of irregular shapes resembling root traces, and circum-granular cracks (Fig. 6c). All these features characterize a calcrete layer. In contrast, the thin section from PCM3 has two areas (Fig. 6d). One of them shows a dense dark material with planar fissures and vughs; the second area contains peloids with a higher porosity. The more compacted areas are composed of laminated micrite, where the pores are infilled by coarse micrite (Fig. 6e). These characteristics are more related to palustrine carbonates than calcretes (Alonso-Zarza and Wright, 2010).

The set of features observed in the sedimentary strata are quite different from those detected in the PCM6 and PCM3 samples. Here, the sedimentary structures are more obvious. In the PCM6 sample (depth of 155 cm) a packstone to grainstone texture is visible, with irregular pores (Fig. 6f). It has abundant peloids, and red and green algae (Fig. 6f). There are also fragments of gastropods, bivalves, and bryozoans. Benthic foraminifera are also abundant. The PCM5 sample has a grainstone texture with abundant ooids, mainly bahamitic ooids and some tangential ooids. The main grains observed include benthic foraminifera and peloids, as well as red and green algae. These grains are larger than those observed in PCM6 (Fig. 6g). The PCM4 sample PCM4 is a peloidal grainstone, consisting of fragments of red algae and bryozoans with a high number of interconnected pores (Fig. 6h). The top of the succession, sample PCM1, is also a peloidal grainstone with ooids, a medium abundance of red algae and benthic foraminifera and fewer gastropods and bivalves. The grains are well-sorted and rounded (Fig. 6i).

##### 4.2.2. Katerpillar section

At Katerpillar, the calcrete samples consist of KM12, KM11, KM10, KM7, and KM2. Samples KM12 (at a depth of 280 cm) and KM11 (at 250 cm) are massive and consist of a micritic matrix. Porosity is mainly





**Fig. 3.** Playa del Carmen section a) general morphology position of samples b) detail of sample PCM7, cracks filled and cemented for carbonates (black arrows) c) detail of sample PCM6, calcarenite with fossils (white and black arrows) d) detail of sample PCM2 (calcarenite).

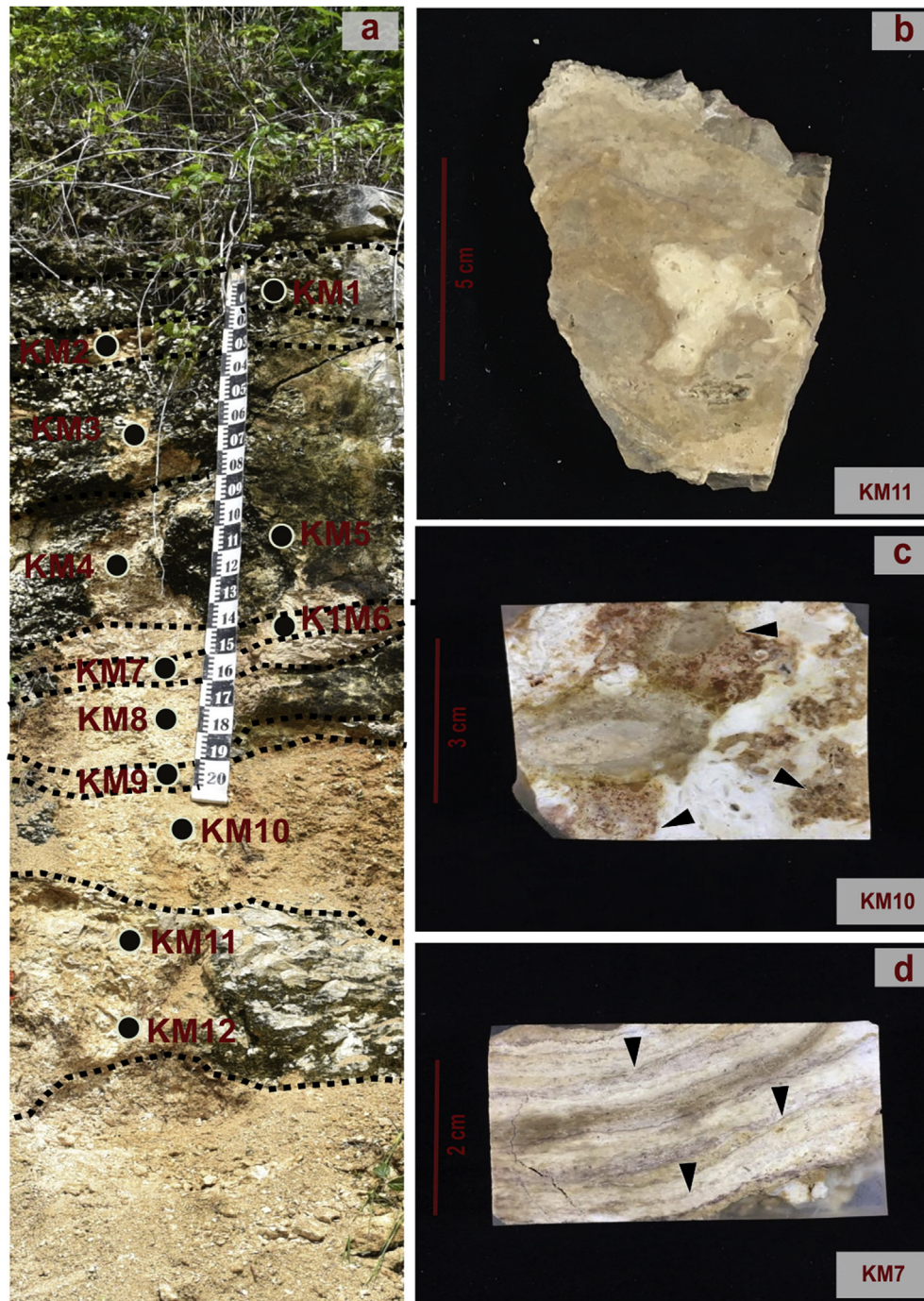
associated with cracks and channels, but there are also vughs (Fig. 7a). Some of the pores are filled by microsparite (Fig. 7a). Fragments of angular aggregates of a reddish soil are also present, which are separated by dense micrite (Fig. 7b). The KM10 sample at a depth of 200 cm shows a greater abundance of sedimentary structures and mollusks. Rounded and fragmented soil aggregates cemented by carbonates were also observed (Fig. 7c). Iron oxides in the form of iron nodules, separated by Fe-depleted areas and lighter colors are present within this layer (Fig. 7d), evidencing redox conditions. KM7 is a calccrete with gray micrite continuous microlaminations (Fig. 7e). In contrast, KM2 exhibits a finer matrix, which is more massive and denser (Fig. 7f). Certain areas exhibit planar fissures, probably associated with desiccation cracks (Fig. 7f).

In terms of the calcarenites, at 195 cm KM9 and KM8 exhibit a packstone texture with abundant gastropods and benthic foraminifers, and less abundance of miliolids and green algae (Fig. 7g). KM3 at 80 cm and KM4 at 90 cm have a packstone texture with a high number of large foraminifera, red algae, coral fragments, and micropeloids (Fig. 7h). KM1, at the surface, is a packstone with large ostracods and miliolids, as well as gastropods, bivalves and benthic foraminifera (Fig. 7i).

#### 4.2.3. El Jabalí section

The three samples related to the calccrete layers in the El Jabalí section are JM2, JM5, and JM6. JM6 (at a depth of 180 cm) is massive and dense and consists mainly of micrite (Fig. 8a). Some of the





**Fig. 4.** Katerpillar section a) general morphology and position of samples b) detail of sample KM11, massive calcrete, c) detail of sample KM10, palustrine carbonated with a mottled pattern (black arrows), d) detail of sample KM7, calcrete with microlaminations (black arrows).

observable pedogenetic features consist of circumgranular cracks, infilled by clay (Fig. 8a) and needle-fiber calcite precipitated in the pores (Fig. 8b). JM5 (at a depth of 110 cm) is a peloidal carbonate; the peloids are cemented by micrite and sparite crystals (Fig. 8 c, d) and consequently, the pore space is scarce. However, in some areas, there are channels where needle-fiber calcite precipitates (Fig. 8e). The calcrete in the upper section of the succession, JM2, contains microlaminations of micrite (brown and gray). Although the micritic matrix is dense, there are some pores, such as vughs and channels (Fig. 8f). Some of the longer pores (rough planes) are infilled by microsparite (Fig. 8g). Root traces, replaced with carbonates, as well as with alveolar septal structure, are present (Fig. 8 g, h). Cross sections of calcified roots with their

central sections infilled by micrite were identified (Fig. 8i).

In terms of the sedimentary strata, they look similar. For instance, at a depth of 200 cm, JM7 is a grainstone/packstone of peloids and ooids with fragments of gastropods, bivalves and large size green algae (Fig. 9 a, b). JM3, at 50 cm, and JM4, at 80 cm, are also a grainstone/packstone of peloids and ooids (Fig. 9c), which are rounded and better sorted. In addition, meniscus and pendant cements were identified (Fig. 9d). JM1 at 10 cm is also a grainstone/packstone of peloids and ooids, cemented by microspar and sparite (Fig. 9e and f) with fewer bioclasts than those identified in the samples described above.



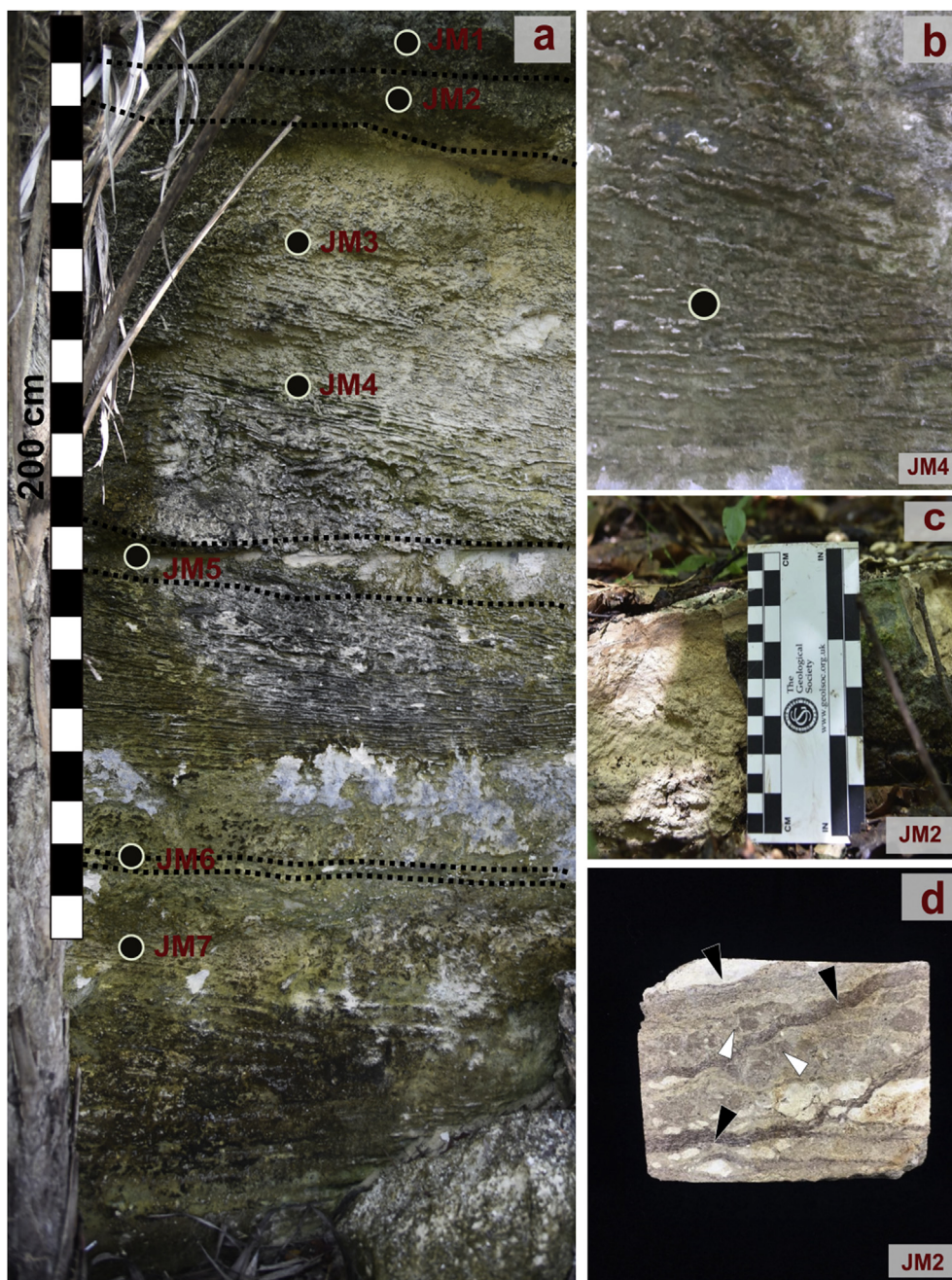


Fig. 5. El Jabalí section a) general morphology and position of samples, b) low-angle cross-lamination in the sedimentary strata, b) detail of calcrete sample JM2, c) JM2 polished sample, detail of the microlaminations (black and white arrows).

#### 4.3. Mineralogical composition

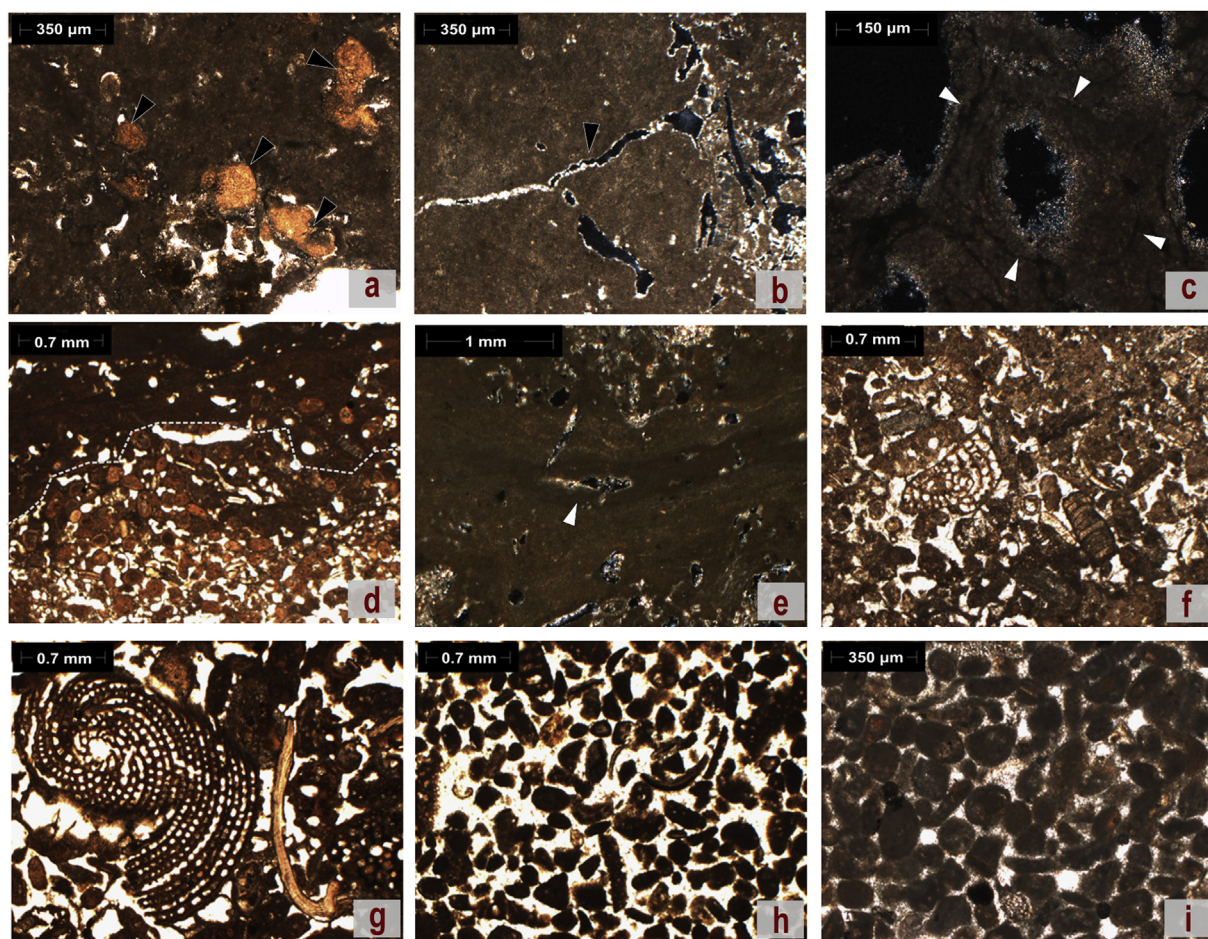
The 12 analyzed samples are composed mainly of calcite and aragonite in different proportions (Table 1, Fig. 10a). The calcite has a very low magnesium content ( $\leq 2\%$  Mg) in all of the samples. The calcarenite samples from the Playa del Carmen section, PCM1, PCM4 and PCM5, have aragonite contents that range from 36.8% to 44.9%. In Katerpillar, the two analyzed calcarenites, KM3 and KM8, have a very low aragonite content, reaching up to 98.5% of calcite. On the other hand, the samples that were macro- and micromorphologically identified as calcretes are mostly composed of calcite that range from 87.7% to 100%, in the three studied sections. The palustrine carbonates, KM10 and JM5, have proportions of aragonite that range from 0.2% to 24.6% (Table 1). Besides aragonite and calcite in certain samples from the Katerpillar section, a small amount (less than 2%) of siderite, quartz

and basanite was detected. When the proportions between aragonite and calcite are plotted, the calcarenite samples are clearly separated from the rest of carbonates (Fig. 10b).

#### 4.4. Stable isotope geochemistry

The stable isotope values ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) obtained for the three sections are shown in Table 2. The set of values ( $n = 12$ ) of the carbonated lithofacies (calcretes, palustrine and calcarenites) has a range of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  between  $-2.68\text{‰}$  and  $-5.8\text{‰}$ , and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  between  $-2.85\text{‰}$  and  $-10.10\text{‰}$ . The variation among the calcrete samples ( $n = 5$ ) ranges from  $-3.18\text{‰}$  to  $-5.63\text{‰}$  for  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ , and between  $-7.50\text{‰}$  and  $-10.10\text{‰}$  for  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ . The two palustrine carbonates have  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  values of  $-6.05$  to  $4.43\text{‰}$  and  $-5.81$  to  $-3.90\text{‰}$ , respectively. The calcarenites ( $n = 5$ ) show  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  values





**Fig. 6.** Playa del Carmen section photomicrographs of calcretes, palustrine carbonates and calcarenites. a) PCM7 sample, compact calcrete with micritic matrix and pores filled with clays (black arrows) (Plane-Polarized Light - PPL), b) cracks and porosity in PCM7 sample (black arrow) (Cross-Polarized Light - XPL), c) circumgranular cracks in PCM7 sample (white arrows) (XPL), d) sample P1M3, peloidal/intraclastic limestone, the contact between the peloidal area and carbonate microlaminations is observed (white dotted line) (PPL), e) root traces in the PCM3 sample (white arrow), f) sample PCM6 is packstone/grainstone with an abundance of peloids (PPL) g) sample PCM5 is an ooidal grainstone with an abundance of benthic foraminifera (PPL), h) sample PCM4 is a peloidal grainstone with fragments of red algae and bryozoans with and interconnected pores (PPL), i) PCM1 sample is a peloidal grainstone with well-selected and rounded grains cemented by micrite (PPL). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

from  $-2.85\%$  to  $-3.44\%$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  values varying from  $-2.68\%$  to  $-5.78\%$ .

Fig. 11a shows the relationship between both  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values. The diagram shows that there are different areas for the studied carbonates. Most of the calcretes occupy a region in the lower section, where both values are lower. In contrast, the calcarenites are in the upper section of the figure, with higher values. Palustrine carbonates occupy an area in the middle, between calcretes and calcarenites.

## 5. Discussion

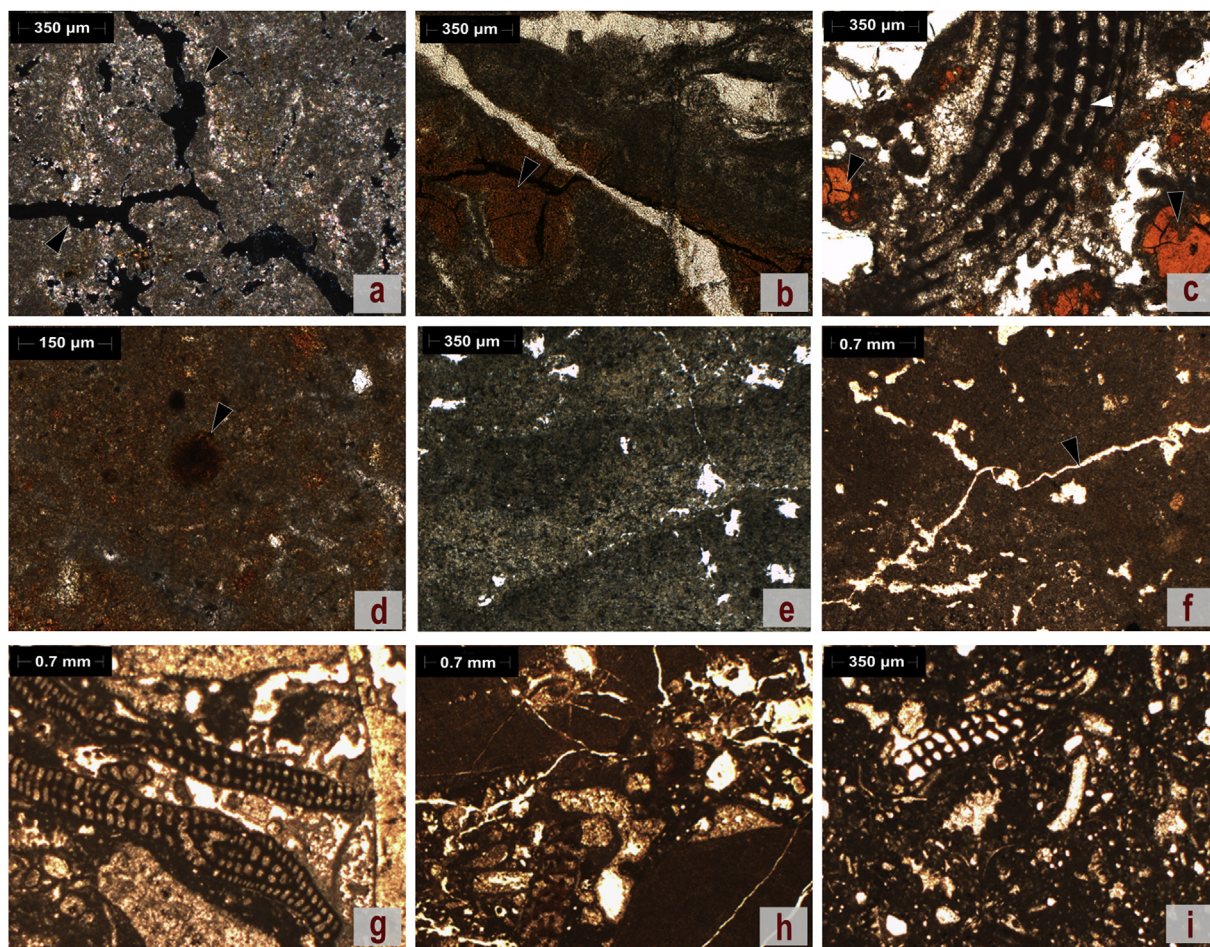
### 5.1. Identification of coastal carbonates in Quintana Roo: calcarenites, palustrine carbonates and calcretes

One of the starting points in the reconstruction of coastal landscape evolution is the identification of the different carbonate facies: calcretes, calcarenites and palustrine carbonates. Calcarenites form in unstable landscapes when the sedimentation processes are active. In contrast, calcrete layers represent phases of landscape stability, which can be considered succession limits (McCarthy and Plint, 1998; Alçiçek and Alçiçek, 2014). These two conditions are associated with changes in the sea level. Calcretes occur during periods of low sea level (when the sediments suffer pedogenesis), while calcarenites form during high sea-level stages. On the other hand, palustrine carbonates characterize

specific hydrological environments such as wetlands, ponds and shallow lakes associated with coastal environments (Alonso-Zarza and Wright, 2010).

In the three sections, there are several layers of calcretes, found at different depths. The deepest calcrete layers in the Playa del Carmen (PCM7), Katerpillar (KM11, KM12) and El Jabalí (JM6) sections have similar micromorphological characteristics (Fig. 6a, b, 7a, 7b, 8a). They are massive with micritic matrix, circumgranular cracks, shrinking cracks filled with micrite and microsparite, and clay-filled pores. According to the Wright (1990c) classification, these characteristics are common in the  $\alpha$ -calcretes that develop under a soil cover and a considerable exposure time that can extend over thousands of years for the calcretization process (Gile et al., 1966; Alonso-Zarza, 2003; Zamanian et al., 2016). A feature observable in the KM11 calcrete is the presence of reddish soil fragments with an angular structure that suggests remobilization of the soil material. Similar structures are recognized in the recrystallization zone, in modern soils of the Yucatán Peninsula, inside karstic pockets (Cabadas-Báez et al., 2010). The upper calcretes, found in Katerpillar (KM2) and Jabalí (JM2), are more laminated. However, there are several differences between them. In the Katerpillar section, a sedimentary characteristic is still identifiable, with the presence of peloids cemented by sparite. In El Jabalí, the calcrete has abundant pedofeatures including calcified roots and alveolar septal structures (Fig. 8g, h, i).





**Fig. 7.** Katerpillar section photomicrographs of calcretes, palustrine carbonates and calcarenites, a) cracks and porosity in the KM11 calcrete sample (black arrow) (XPL), b) cracks and channels in the KM12 sample (black arrows) (PPL), c) KM10 soil aggregates cemented by carbonates (black arrows) and fragments of mollusks (white arrow) in a mottled limestone (PPL), d) KM10 sample iron nodule (black arrow) (PPL), e) KM7 calcrete with gray micrite continuous microlaminations (PPL) f) KM2 massive micritic calcrete sample with planar fissures (PPL), g) KM9 sample, packstone with gastropods and benthic foraminifers (PPL), h) KM3 sample, packstone with large gastropods and foraminifera (PPL) i) KM1 sample, packstone with an abundance of large ostracods (PPL).

In the Playa del Carmen section PCM3, the peloidal/intraclastic carbonate is considered one of the most developed forms of palustrine carbonates (Alonso Zarza, 2003). This type of carbonate is developed in low-energy tidal areas. The presence of roots in palustrine carbonate indicates a well-established plant cover over a long time, under sub-aerial exposition and pedogenesis in the lacustrine sediment. In the Katerpillar section, the palustrine carbonate at a depth of 150 cm with a strong yellow-orange-red mottling pattern, iron concretions and a very low number of fossils indicate the remobilization of iron when the water table level varied (Freytet, 1973). In the El Jabalí section, the palustrine carbonate shows peloids cemented with microsparite crystals and needle-fiber calcite that is indicative of fungal activity.

The only layer of calcrete with  $\beta$ -microfabric is in the El Jabalí section, at a depth of 20 cm, is a laminar calcrete. Other biological features identified include alveolar septal structure and root traces, traits associated with plant cover (Fig. 8 g, h, i). It is commonly accepted that this type of calcrete is formed by association with a horizontal root system.

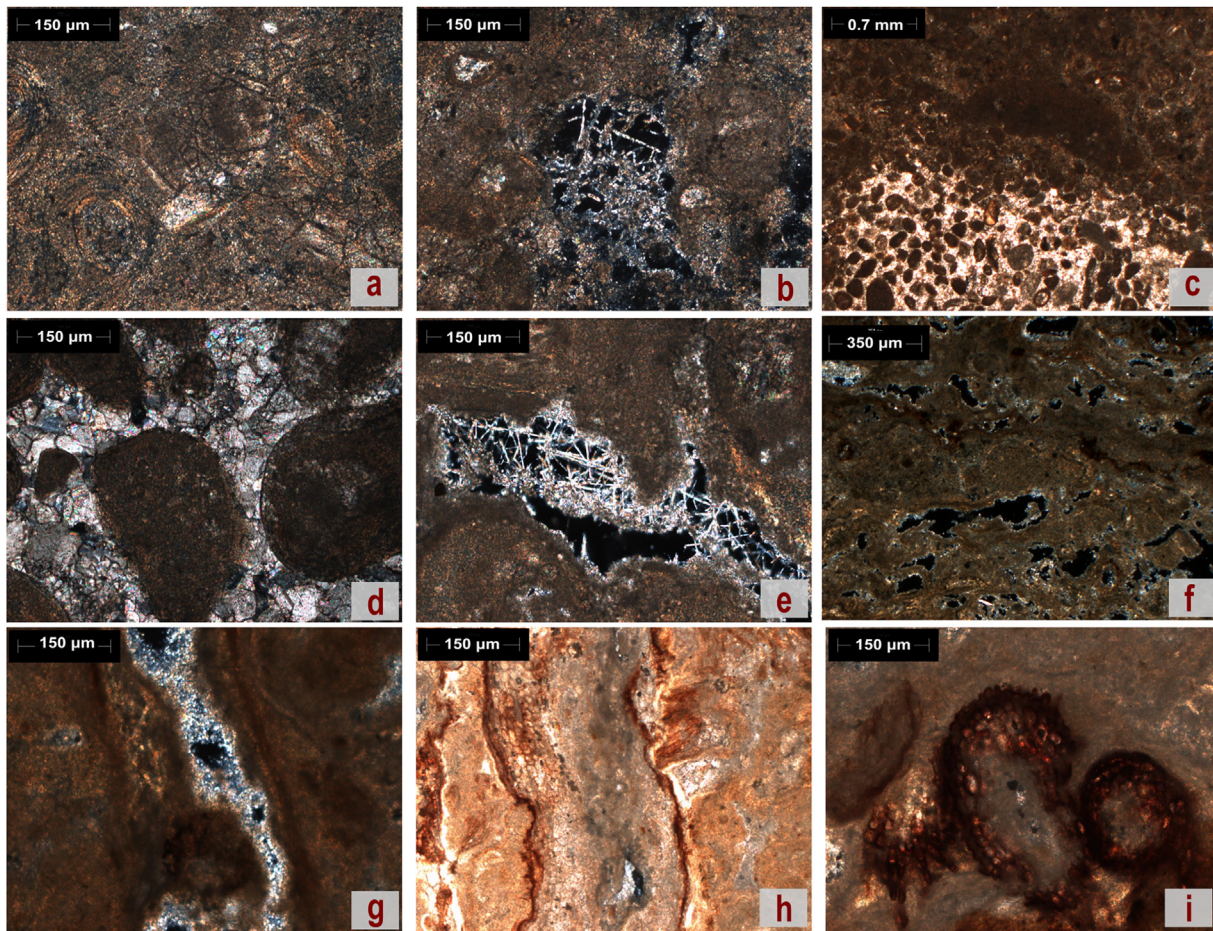
In addition to the micromorphological properties, the mineralogy also supports the calcrete differentiation, which mostly consists of calcite (between 100% and 88.7%) (Table 1, Fig. 10a and b). However, the Katerpillar and El Jabalí sections show some specific characteristics. In the Katerpillar section, both calcretes and calcarenites have high amounts of calcite. By contrast, in El Jabalí, the amount of calcite in the calcretes is lower (Table 1). This composition can be related to the

influence of the lithogenic carbonates (particularly shells). When the recrystallization process is complete, the aragonite is replaced by calcite, but when the influence of parental material is higher, the aragonite content increases (Warren, 1983; Lohmann, 1988; Moore, 1997). The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  composition provides additional information. The calcretes have the lowest  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  values, supporting the calcrete identification, although the mineralogical composition shows peculiarities. Consequently, the influence of sedimentary process in El Jabalí is more evident in the calcrete formation (where peloids are also present). In fact, the calcrete thickness in this section is the lowest, evidence of the more sedimentary effect (Fig. 5).

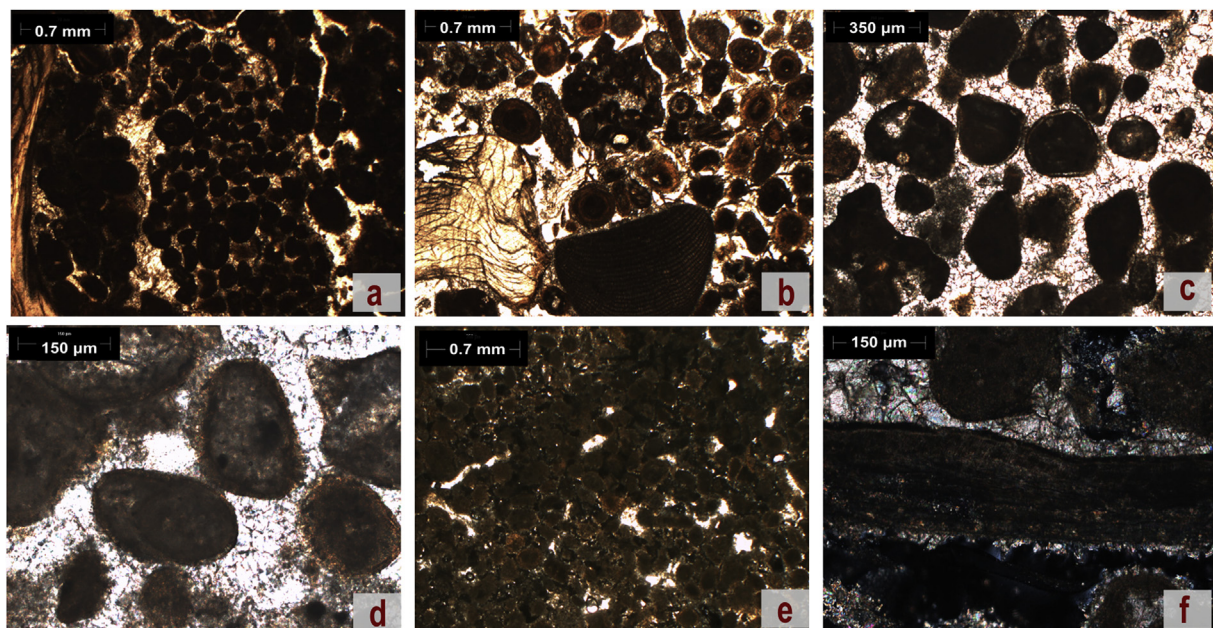
Interestingly, the palustrine carbonates exhibit characteristics of both calcretes and calcarenites. The micromorphological features evidence the presence of peloids, gastropods, and pores infilled by microsparite-sparite (Fig. 6e), as well as areas with Fe nodules and zones where the Fe has been mobilized (Fig. 7c and d). This characteristic is a sign of subaerial exposition, with periods under water (when Fe is mobilized) and periods when the water table was lower, allowing the Fe oxides to precipitate (Freytet, 1973; Alonso-Zarza and Wright, 2010). Their isotopic signatures show intermediate values between calcretes and calcarenites (Fig. 12a).

In the calcarenites, the identified facies correspond mainly to coastal, transitional environments. In the Playa del Carmen and Katerpillar sections, gastropods, bivalves, bryozans and benthic foraminifera are present in the sediment, as evidence this environment





**Fig. 8.** El Jabalí section photomicrographs of calcrites and palustrine carbonates, a) JM6 sample, a massive calcrete consisting of micrite with circumgranular cracks (PPL), b) JM6 sample, needle-fiber calcite precipitated in the pores (XPL), c) JM5 sample, peloids are cemented by micrite and pseudosparite crystals (XPL), d) JM5 sample, contains cemented peloids (XPL), e) needle-fiber calcite precipitates in the JM5 sample channels (XPL), f) JM2 sample, laminated calcrete with medium porosity (XPL), g) JM2 sample, longer pores (rough planes) infilled by microsparite, h) JM2 sample, alveolar septal structure (PPL), i) Cross-sections of calcified roots with their central sections filled with micrite (PPL).



**Fig. 9.** El Jabalí section photomicrographs of calcarenites, a) JM7 sample grainstone/packstone of peloids and ooids (PPL), b) JM7 sample with fragments of gastropods (PPL), c) JM4 sample grainstone/packstone of peloids and ooids (XPL), d) meniscus and pendant cements in the JM4 sample (XPL), e) JM1 sample grainstone/packstone of peloids and ooids (XPL) f) JM1 sample ooids cemented by microspar and sparite (XPL).



**Table 1**

Contents of aragonite and calcite obtained by X-ray diffraction in selected samples.

| Sample | % Calcite | % Aragonite | Others Minerals (%) | Type of carbonate <sup>a</sup> |
|--------|-----------|-------------|---------------------|--------------------------------|
| PCM1   | 63.4      | 36.8        | 0                   | Calcarenite                    |
| PCM4   | 55.8      | 44.2        | 0                   | Calcarenite                    |
| PCM5   | 55.1      | 44.9        | 0                   | Calcarenite                    |
| PCM7   | 98.0      | 2.0         | 0                   | Calcrete                       |
| KM3    | 98.2      | 0.0         | Basanite, 1.8       | Calcarenite                    |
| KM7    | 99.0      | 0.0         | Quartz, 1.0         | Calcrete                       |
| KM8    | 98.5      | 1.1         | Siderite, 0.4       | Calcarenite                    |
| KM10   | 99.8      | 0.2         | 0                   | Palustrine                     |
| KM11   | 100.0     | 0.0         | 0                   | Calcrete                       |
| KM12   | 93.3      | 0.7         | 0                   | Calcrete                       |
| JM2    | 88.7      | 11.3        | 0                   | Calcrete                       |
| JM5    | 75.4      | 24.6        | 0                   | Palustrine                     |

<sup>a</sup> identified from the macro and micromorphology.

(Fig. 6f, g, h). In El Jabalí, most of the calcarenites have the typical sedimentary features of eolianites, including low-angle cross stratification (Fig. 5a), the presence of rounded and well-sorted peloids and ooids (Fig. 9a, b, c, d, e).

All of the studied calcarenites have  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  values that are higher than the other carbonates, although the  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  composition does not show significant dissimilarities (Fig. 12a). Lohmann (1988) establish that the area of marine carbonates that is not affected by recrystallization processes in the vadose zone has positive  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  signatures. As mentioned previously, the amount of aragonite is not a definitive criterion for identifying calcarenites since they have been affected by the meteoric diagenesis process that solubilizes aragonite (which, in turn, is twice as soluble as calcite) (Browman and Hastings, 1937; Lohmann, 1988; Moore, 1997). Ward (1985) provides evidence that the Pleistocene eolianites of Quintana Roo are richer in calcite than those formed during the Holocene.

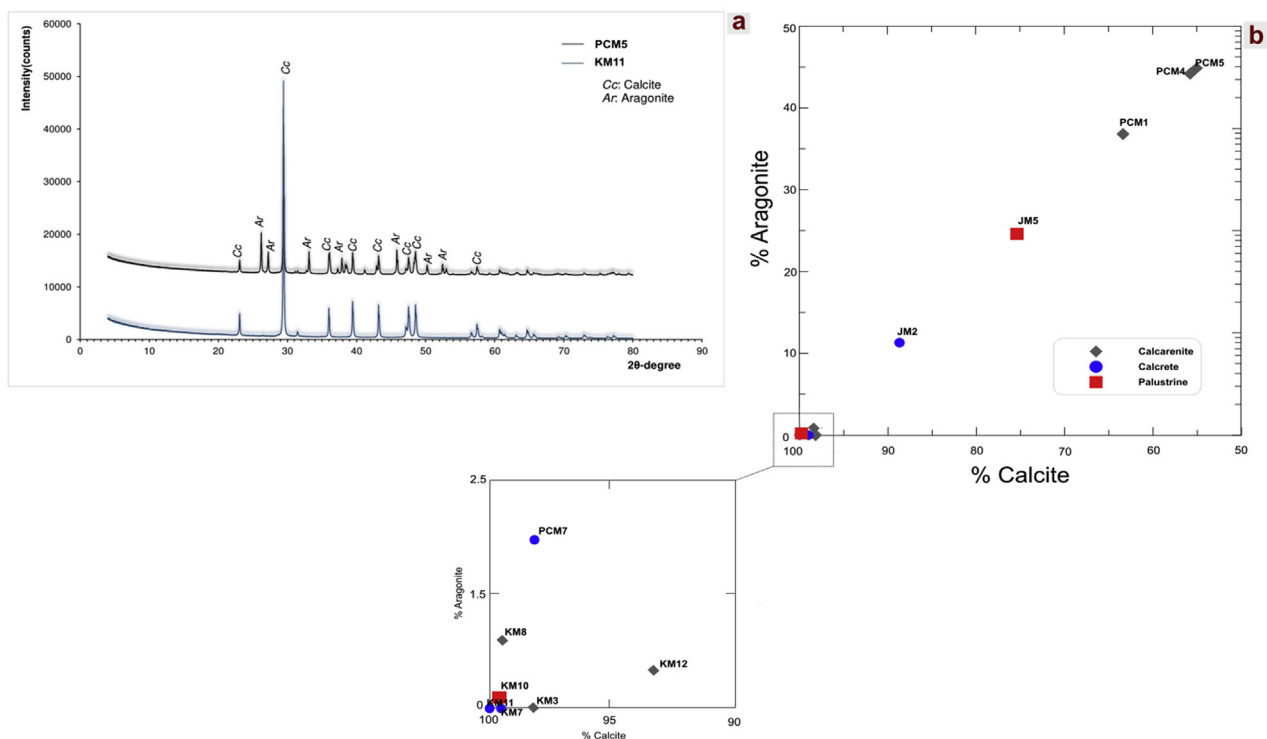
**Table 2**

Stable oxygen and carbon isotopic values of caliches, palustrine carbonates and calcarenites.

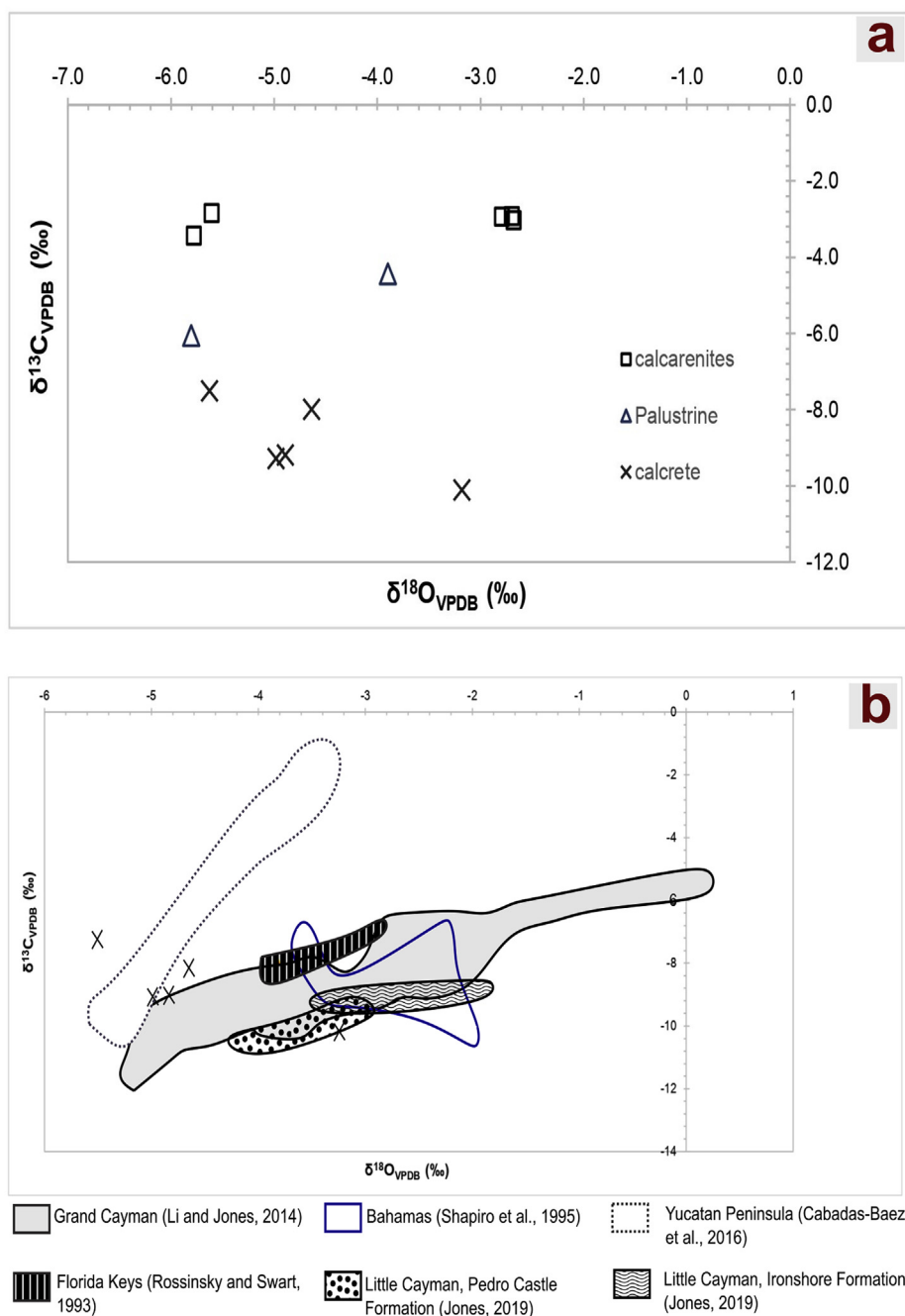
| Sample | Section          | $\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB) | Type of carbonate <sup>a</sup> |
|--------|------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|
| PCM1   | Playa del Carmen | -2.93                           | -2.79                           | Calcarenite                    |
| PCM4   | Playa del Carmen | -3.03                           | -2.68                           | Calcarenite                    |
| PCM5   | Playa del Carmen | -2.92                           | -2.70                           | Calcarenite                    |
| PCM7   | Playa del Carmen | -9.19                           | -4.89                           | Calcrete                       |
| K1M3   | Katerpillar      | -2.85                           | -5.60                           | Calcarenite                    |
| K1M7   | Katerpillar      | -10.10                          | -3.18                           | Calcrete                       |
| K1M8   | Katerpillar      | -3.44                           | -5.78                           | Calcarenite                    |
| K1M10  | Katerpillar      | -6.05                           | -5.81                           | Palustrine                     |
| K1M11  | Katerpillar      | -7.50                           | -5.63                           | Calcrete                       |
| K1M12  | Katerpillar      | -9.28                           | -4.98                           | Calcrete                       |
| JM2    | El Jabalí        | -7.99                           | -4.64                           | Calcrete                       |
| JM5    | El Jabalí        | -4.43                           | -3.90                           | Palustrine                     |

<sup>a</sup> identified from the macro and micromorphology.

Ward (1985, 2003) has also identified the presence of different facies in the Quintana Roo coastline. The author points to the presence of old limestones (belonging to the Carrillo Puerto Formation) inland. In sections not far from the current study areas, at Xel-Ha and Akumal (Fig. 2), he identified lagoonal, barrier reef, strandplain and eolianite sedimentary facies. These sediments are mostly capped by a subaerial crust (Ward, 2003). The palustrine facies identified in this work are likely what the author names classified as restricted lagoon facies.



**Fig. 10.** Diffractograms showing the peaks of calcite (Cc) and aragonite (Ar) in the PCM5 sample (calcrete), and the KM11 sample (calcrete), b) ratio of aragonite and calcite in calcarenite, palustrine carbonate and calcretes.



**Fig. 11.** a) Cross-plot of stable isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$ ) values of the studied carbonates, b) Isotopic data for calcretes in the Caribbean Sea region compared with the calcrete data from this study. It is observed that the values for the calcretes in this study (black cross mark) are similar to those obtained by Li and Jones (2014) in Grand Cayman Island.

## 5.2. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of pedogenic calcretes, palustrine carbonates and calcarenites

Different works have used the carbonate stable isotope composition  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  to identify subaerial exposure surfaces and moments of stability in the landscape (Tanner, 2010; Li and Jones, 2014), separating them from the carbonates with marine influence and those with meteoric diagenesis (Allan and Matthews, 1982; Lohmann, 1988). Consequently, the marine carbonates not affected by diagenesis should present positive values of  $\delta^{13}\text{C}$  (Hudson, 1977). In the case of studied calcarenites, the values are more negative, evidencing the diagenetic processes.

The samples identified as palustrine carbonates (Table 2), have

more negative values of  $\delta^{13}\text{C}$  than those found in calcarenites (Fig. 11a). Alonso-Zarza (2013) and Tanner (2000) suggest that the isotopic signatures of palustrine carbonates are strongly dependent on the vegetation in the environment where they are formed. In general, the formation of palustrine carbonates occurs in semi-arid to sub-humid climates with marked seasonality (Alonso-Zarza, 2003; Tanner, 2010, Lucas and Tanner, 2018) in floodplains, pond or wetland deposits, where sediments, particularly chalky mud, may be impacted from pedogenic processes. The absence of organic matter in our samples indicates that they were not formed in a sub-humid climate that is very much associated with these features; rather, the characteristics of these marsh carbonates suggest that they are formed under a more arid environment. This consideration is reinforced by the presence of drying

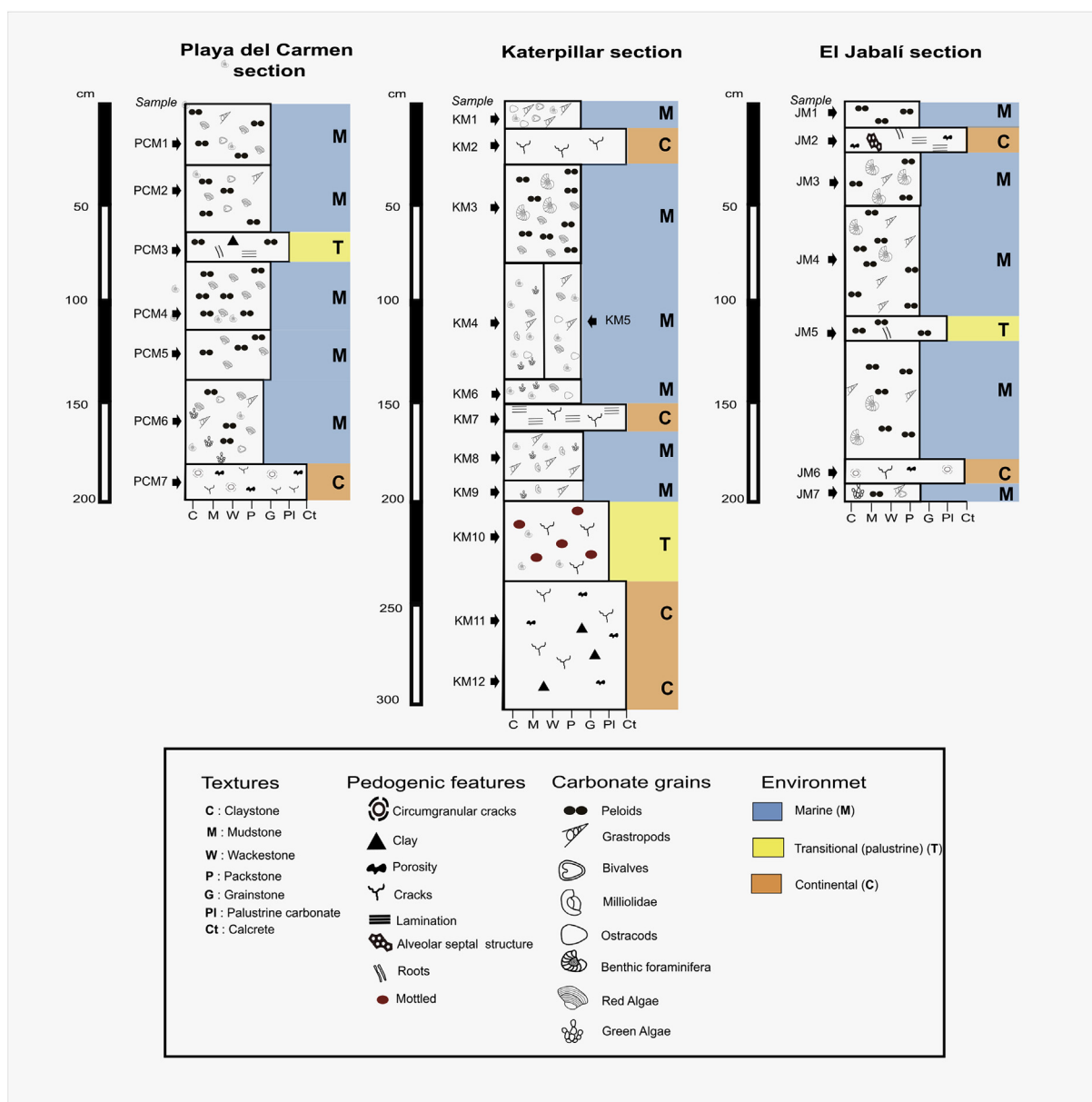


Fig. 12. Clast composition, texture, and pedogenic structure of the defined environments in the Playa del Carmen, Katerpillar and El Jabalí sections.

cracks, circumgranular cracks, and peloidal fabric (Fig. 6 c, d, Fig. 8 c). Besides these microstructures, we have also observed some features related to diagenetic processes as vadose cements: meniscus and pendant types of cement (Fig. 8e). Of particular interest is the presence of features related to the Fe remobilization in Katerpillar (KM10) that generates a mottled pattern, suggesting seasonal changes in humidity in shallow wetland areas (Khalaf and Al-Hurban, 2019).

Horizons of secondary carbonates, such as calcretes, have isotopic signatures in equilibrium with soil CO<sub>2</sub> (Cerling, 1984, Cerling and Quade, 1993). The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values in the analyzed calcretes range from  $-10.10\text{‰}$  to  $-7.50\text{‰}$ , and from  $-5.83\text{‰}$  to  $-3.18\text{‰}$ , respectively (Fig. 11a). These values are similar to those reported for calcretes from other Caribbean regions such as: the Pedro Castle Formation on Little Cayman Island,  $\delta^{13}\text{C} = -10\text{‰}$  (mean value),  $\delta^{18}\text{O} = -3.6\text{‰}$  (mean value) (Jones, 2019); the Ironshore Formation on Grand Cayman Island,  $\delta^{13}\text{C}$  ranging from  $-11.57\text{‰}$  to  $-5.43\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  ranging from  $-5.22\text{‰}$  to  $0.16\text{‰}$  (Li and Jones, 2014); and the Florida Keys, with  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging from  $-7.99\text{‰}$  to  $-6.40\text{‰}$ , and  $\delta^{18}\text{O}$  values ranging from  $-3.82\text{‰}$  to  $-1.76\text{‰}$  (Rossinky and Swart, 1993). In the Yucatan

Peninsula,  $\delta^{13}\text{C}$  values have been calculated between  $-9.60\text{‰}$  and  $-1.31\text{‰}$ , while for  $\delta^{18}\text{O}$  they range between  $-5.47\text{‰}$  and  $-3.29\text{‰}$  (Cabadas-Báez et al., 2016; Valera-Fernández et al., 2020) (Fig. 11b).

The paleoenvironmental studies that focused on reconstructing the vegetation cover posit that the metabolic pathway of the vegetation influences the isotopic composition of the soil CO<sub>2</sub> and that the isotopic signal is preserved in the pedogenic carbonates. Taking this into account, the  $\delta^{13}\text{C}$  values of the calcretes sampled at greater depth in the Katerpillar section (KM11 and KM12), ranging from  $-9.19$  to  $-7.50\text{‰}$ , are evidence of a plant cover dominated by C3 plants to C3/C4 mixed vegetation. The most superficial calcrete sampled in the El Jabalí section at 10 cm below the surface, had a value of  $-7.99\text{‰}$ , which also indicates a mixed vegetation environment.

The  $\delta^{13}\text{C}$  values of calcretes in the Playa del Carmen (depth of 180–190 cm) and Katerpillar sections (depth of 150–160 cm) were the lowest found ( $-9.19$  and  $-10.10\text{‰}$ , respectively). These negative values reflect an environment in which C3 plants predominate (e.g. trees, forbs, shade grasses).



### 5.3. Evolution of the coastal landscape of Quintana Roo

The identification of the carbonate facies allows scientists to reconstruct the depositional dynamics in the coast of Quintana Roo. The facies reconstruction is shown in Fig. 12.

The presence of calcretes evidences the periods when the sea level was lower. Calcarenites are facies associated with a higher sea level. Palustrine carbonates are evidence of transitional environments, which may be related to specific and ephemeral geomorphic characteristics, such as the formation of ponds.

The age of the successions is still unknown. Ward and Brady (1979), Ward (1985) and Spaw (1978) propose a prelaminar chronology, indicating the presence of several caliche layers (calcretes) formed during Marine Isotope Stages 6, 5e, 4, 3, 2 (Fig. 1). Valera-Fernández et al. (2020) used the U/Th method to date three calcrete layers in sections close to Playa del Carmen. The oldest calcrete (Calcrete 1) ranges from 134 to 164 ka (MIS 6), while the two younger samples (Calcretes 2 and 3) range from 98 to 123 ka (MIS 5e-MIS 5c). Between Calcrete 1 and 2, a set of shore sediments was identified. It is probable that the calcretes studied in this paper are closely related to those previously investigated.

We propose, based on the stratigraphy and the morphological and geochemical properties, that the lowermost calcretes in Playa del Carmen and Katerpillar, are correlative to Calcrete 1 described in Valera-Fernández et al. (2020), that was formed during MIS 6. Overlying Calcrete 1, there is a set of shore sediments, whose facies are not described. Calcrete 2 and 3 are related to different periods of low and high sea-level stands, recorded in different archives for the Caribbean region (Chen et al., 1991, Muhs et al., 2002, Schellmann et al., 2004; Dumas et al., 2006, Dutton and Lambeck, 2012) as well as for the Yucatan Peninsula (Blanchon et al., 2009; Moseley et al., 2013).

This paper posits that during these sea-level variations, transgressive and regressive environments were formed, permitting the deposit of shore sediments.

## 6. Conclusions

The formation of continental carbonates (calcretes and palustrine carbonates) was found interlayered with calcarenites in sections of the Yucatan Peninsula and the island of Cozumel. The calcarenites, palustrine carbonates, and calcretes are differentiated by their micro-morphological, geochemical and mineralogical characteristics.

The mineralogy of the samples consists mainly of aragonite and low-magnesium calcite; the samples with the highest calcite content are the calcretes.

The micromorphological features of the samples allowed us to identify the transition between marine and continental environments.

The development of calcretes in the different sections indicates a transition from a shallow marine deposit to a paleosol development environment.

The appearance of palustrine carbonates at different depths in the three sections can be associated with the appearance of floodplains by the seasonal increase in humidity followed by more arid climatic conditions.

The palustrine carbonates consist of peloidal/intraclastic limestone and mottled limestone. The calcretes are  $\alpha$ -calcretes and  $\beta$ -calcretes.

The isotopic signature of palustrine carbonate ( $\delta^{13}\text{C}$  mean value of  $-5.24\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  mean value of  $-4.9\text{‰}$ ) is intermediate, between that of calcarenites and calcretes.

The  $\delta^{13}\text{C}$  (ranging from  $-10.10$  to  $-7.50\text{‰}$ ) and  $\delta^{18}\text{O}$  ( $-5.63$  to  $-4.64\text{‰}$ ) values of all calcretes are similar to those reported for calcretes in the Caribbean Sea region for the Pleistocene and Holocene.

## Acknowledgment

This work was completed with the support of PAPIIT Project

IN103617. We would like to thank Edith Cienfuegos Alvarado from the Laboratorio de Isótopos Estables, LANGEM, UNAM for the C and O stable isotope analyses. We are very grateful to Jaime Díaz-Ortega for his guidance during the field work stage and the preparation of the thin sections and samples.

## References

- Aguayo, J.E., Bello, R., del Vecchio, M.A., Araujo, J., Basañez, M., 1980. Estudio sedimentológico en el área Tulum-Cancún-Isla Mujeres, Estado de Quintana Roo, México. *Bol. Soc. Geol. Mex.* XLI, 15–32.
- Alçiçek, H., Alçiçek, M.C., 2014. Palustrine carbonates and pedogenic calcretes in the Çal basin of SW Anatolia: implications for the Plio-Pleistocene regional climatic pattern in the eastern Mediterranean. *Catena* 112, 48–55. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.010>.
- Allan, J.R., Matthews, G.K., 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29, 797–817. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00085.x>.
- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Paleoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Sci. Rev.* 60, 261–298. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X).
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010. Calcretes. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings*. vol. 62. Elsevier, *Developments in Sedimentology*, pp. 177–224. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06105-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06105-6).
- Beddows, P.A., 2004. Groundwater Hydrology of a Coastal Conduit Carbonate Aquifer: Caribbean Coast of the Yucatan Peninsula, Mexico. PhD thesis. University of Bristol, U.K., pp. 303.
- Birkeland, P., 1999. *Soils and Geomorphology*, vol. 3 Oxford University Press, Oxford Auflage, 430 S.
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebetrau, V., 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature* 458, 881–884. <https://doi.org/10.1038/nature07933>.
- Browman, A.A., Hastings, A.B., 1937. Solubility of aragonite in salt solutions. *J. Biol. Chem.* 119, 241–246.
- Cabadas-Báez, H.V., Landa-Arreguín, J.F., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., 2016. Carbonatos secundarios en las calcretas del noreste de la península de Yucatán: formas, procesos e implicaciones en la pedogénesis de geosistemas cársticos. *Geos* 36 (2), 291–307. [https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos16-2/Cabadas\\_36\\_2.pdf](https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos16-2/Cabadas_36_2.pdf).
- Cabadas-Báez, H.V., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Pi-Puig, T., Gama-Castro, J., 2010. Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatán: A record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability. *Geomorphology* 122, 323–337.
- Cerling, T.E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth Planet Sci. Lett.* 71, 229–240. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90089-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90089-X).
- Cerling, T.E., Quade, J., 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J.A., Savin, F. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records* 78. American Geophysical Union Geophysical Monograph, Washington, D. C, pp. 217–231.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the last interglacial period:  $^{234}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}$  data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 82–97.
- Coplen, T.B., Kendall, C., Hoppie, J., 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302, 236–238.
- Coplen, T.B., Brand, W.A., Gehre, M., Gröning, M., Meijer, H.A.J., Toman, B., Verkooren, R.M., 2006. New guidelines for  $\delta^{13}\text{C}$  measurements. *Anal. Chem.* 78, 2439–2441. <https://doi.org/10.1021/ac052027c>.
- Dumas, B., Hoang, C.T., Raffy, J., 2006. Record of MIS 5 Sea-Level Highstands Based on U/Th Dated Coral Terraces of Haiti: Quaternary International Quaternary Sea-Level Changes: Contributions from the 32nd IGC, vols. 145–146. pp. 106–118. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.010>.
- Dutton, A., Lambeck, K., 2012. Ice volume and sea level during the Last Interglacial. *Science* 337, 216–219. <http://science.sciencemag.org/content/337/6091/216>.
- Flügel, E., 2013. *Carbonate Depositional Environments. Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer Berlin, Heidelberg, Germany, pp. 17–52.
- Freytet, P., 1973. Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the upper cretaceous and lower eocene of languedoc (southern France). *Sediment. Geol.* 10, 25–60. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(73\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(73)90009-2).
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *J. Paleolimnol.* 27, 221–237. <https://doi.org/10.1023/A:1014263722766>.
- Gile, L.H., Peterson, F.F., Grossman, R.B., 1966. Morphological and genetic successions of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.* 101, 47–360.
- Goudie, A.S., 1983. Calcrete. In: Goudie, A.S., Pye, K. (Eds.), *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London, pp. 93–131.
- Goudie, A., 1973. *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. Clarendon Press, Oxford, pp. 174.
- Hudson, J.D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *J. Geol. Soc. London* 133, 647–660. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.6.0637>.
- Khalaf, F.I., Al-Hurban, A.E., 2019. Petrography, micromorphology and geochemistry of Mio-Pleistocene palustrine limestones in Kuwait, Arabian Gulf. *Arab. J. Geosci.* 12, 141.

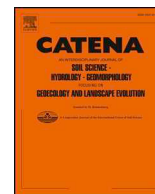
- Lauderdale, R.W., Ward, W.C., Weidie, A.E., 1979. Carrillo Puerto Formation of north-eastern Quintana Roo, Mexico. *Gulf Coast Assoc Geol Soc Trans* 29, 275–280.
- Li, R., Jones, B., 2014. Calcareous crusts on exposed Pleistocene limestones: a case study from Grand cayman, British west indies. *Sediment. Geol.* 299, 88–105. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.10.003>.
- Lipar, M., Webb, J.A., Cupper, M.L., Wang, N., 2017. Aeolianite, calcrete/microbialite and karst in southwestern Australia as indicators of Middle to Late Quaternary palaeoclimates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 470, 11–29. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.019>.
- Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: James, N.P., Choquette, P.W. (Eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag New York, pp. 58–80.
- Lucas, S.G., Tanner, L.H., 2018. Record of the Carnian wet episode in strata of the Chinle Group, western USA. *J. Geol. Soc.* 175 (6), 1004–1011. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-134>.
- Lugo-Hubp, J., Acevedo-Quesada, J.F., Espinosa-Pereña, R., 1992. Rasgos geomorfológicos mayores de la Península de Yucatán. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 10, 143–150.
- Lugo-Hubp, J., García-Arizaga, M.T., 1999. Geomorfología. Atlas de procesos territoriales de Yucatán. Universidad Autónoma de Yucatán, México, pp. 156–162.
- McCarthy, P.J., Plint, A.G., 1998. Recognition of interfluvial succession boundaries: integrating paleopedology and succession stratigraphy. *Geology* 26, 387–390. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026%3C0387:ROISBI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026%3C0387:ROISBI%3E2.3.CO;2).
- Moore, C.H., 1997. 2<sup>nd</sup> Edition. *Carbonate Diagenesis and Porosity*. Developments in Sedimentology, vol. 46. Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands, pp. 338.
- Moseley, G.E., Smart, P.L., Richards, D.A., Hoffmann, D.L., 2013. Speleothem constraints on marine isotope stage (MIS) 5 relative sea levels, Yucatan Peninsula, Mexico. *J. Quat. Sci.* 28, 293–300. <https://doi.org/10.1002/jqs.2613>.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Kennedy, G.L., Rockwell, T.K., 2002. The last interglacial period on the Pacific Coast of North America: timing and paleoclimate. *GSA Bulletin* 114 (5), 569–592. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114%3C0569:TLIPOT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114%3C0569:TLIPOT%3E2.0.CO;2).
- Rietveld, H.M., 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *J. Appl. Crystallogr.* 2 (2), 65–71. <https://doi.org/10.1107/S0021889869006558>.
- Rodriguez, C.J., 1982. Petrology and Diagenesis of Pleistocene Limestones, Northeastern Yucatan Peninsula (Unpublished MSc. Thesis). University of New Orleans, New Orleans, Louisiana, pp. 80.
- Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E.-K., Esat, T.M., McCulloch, 2004. Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados implications for paleo sea-level changes in the Caribbean. *Quat. Int.* 120, 41–50. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.005>.
- Shackleton, N.J., Lamb, H.H., Worssam, B.C., Hodgson, J.M., Lord, A.R., Shotton, F.W., Schove, D.J., Cooper, L.H.N., 1977. The oxygen isotope stratigraphic record of the late Pleistocene. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. B Biol. Sci.* 280, 169–182.
- Spaw, R.H., 1978. Late Pleistocene carbonate bank deposition: Cozumel island, Quintana Roo, Mexico. 28. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, Vol. pp. 601–619. [10.1306%2FA1ADD9AA-ODFE-11D7-8641000102C1865D](https://doi.org/10.1306%2FA1ADD9AA-ODFE-11D7-8641000102C1865D).
- Szabo, B.J., Ward, W.C., Weidie, A.E., Brady, M.J., 1978. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. *Geology* 6 12 [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1978\)6%3C713:AAMOTL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1978)6%3C713:AAMOTL%3E2.0.CO;2). 713–75.
- Tanner, L.H., 2000. Palustrine-lacustrine and alluvial facies of the (Norian) Owl Rock Formation (Chinle Group), Four Corners Region, Southwestern U.S.A: Implications for late Triassic paleoclimate. *J. Sediment. Res.* 70, 1280–1290.
- Tanner, L.H., 2010. Continental carbonates as indicators of paleoclimate. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis, and Applications*. Developments in Sedimentology, vol. 62. Elsevier, Amsterdam, pp. 179–214. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06204-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06204-9).
- Uchupi, E., 1973. Eastern Yucatan continental margin and western Caribbean tectonics. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 57, 1075–1095.
- Valera-Fernández, D., Cabadas-Báez, H., Solleiro-Rebolledo, E., Landa-Arreguín, F., Sedov, S., 2020. Pedogenic Carbonate Crusts (Calcretes) in Karstic Landscapes as Archives for Paleoenvironmental Reconstructions –a Case Study from Yucatan Peninsula. Submitted for publication, Mexico (Catena).
- Ward, W.C., 1985. Quaternary geology of northeastern yucatan peninsula. In: Ward, W.C., Weidie, A.E., Back, W. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan*. New Orleans Geological Society, pp. 23–91.
- Ward, W.C., 1975. Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of the northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. In: In: Wantlands, K.F., Pusey, W.C. (Eds.), *Belize Shelf Carbonate Sediments, Clastic Sediments, Ecology*, vol. 2. Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies Geol., pp. 500–571.
- Ward, W.C., 1997. Geology of coastal islands, northeastern Yucatan Peninsula. In: Vacher, H.L., Quinn, L. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*. Developments in Sedimentology, 54. Elsevier Science B.V. Publishers, pp. 275–298.
- Ward, W.C., Brady, M.J., 1979. Strandline sedimentation of carbonate grainstones, upper Pleistocene, yucatan peninsula, Mexico: geology notes. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 63, 362–369.
- Warren, J.K., 1983. Pedogenic calcrete as it occurs in Quaternary calcareous dunes in coastal south Australia. *J. Sediment. Petrol.* 53, 787–796. <https://doi.org/10.1306/212F82BF-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Wright, V.P., 1990. In: Development of soil science. Elsevier, Amsterdam 19401–407.
- Wright, V.P., Tucker, M.E., 1991. Calcretes: an introduction. In: Wright, V.P., Tucker, M.E. (Eds.), *Calcretes*. Blackwell Scientific, Oxford, pp. 1–22 352.
- Zamanian, K., Pustovoytov, K., Kuzyakov, Y., 2016. Pedogenic carbonates: forms and formation processes. *Earth Sci. Rev.* 157, 1–17.



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Catena

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/catena](http://www.elsevier.com/locate/catena)

# Pedogenic carbonate crusts (calcretes) in karstic landscapes as archives for paleoenvironmental reconstructions – A case study from Yucatan Peninsula, Mexico

Daisy Valera-Fernández<sup>a,b,\*</sup>, Héctor Cabadas-Báez<sup>c</sup>, Elizabeth Solleiro-Rebolledo<sup>b</sup>, Federico J. Landa-Arreguín<sup>a,b</sup>, Serguei Sedov<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus, 04510 Mexico City, Mexico

<sup>b</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus, 04360 Mexico City, Mexico

<sup>c</sup> Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, 50110 Toluca, Estado de México, Mexico

## ARTICLE INFO

### Keywords:

Calcretes  
Calcarenites  
Paleoenvironmental reconstruction  
Yucatan Peninsula  
Sea-level change

## ABSTRACT

In the northeastern margin of the Yucatan Peninsula, which is located in southeastern Mexico, three levels of compact carbonate crusts (calcretes) interlayered with indurated coastal calcareous sediments (calcarenites) are discernible. Since both the calcretes and calcarenites form a continuous carbonate sequence, a combined methodology (macro- and micromorphology, geochemistry and mineralogy) is used to differentiate them. Additionally, the calcrete layers are dated using the Uranium-Thorium method in order to establish a chronological framework. The carbonate differentiation and chronology are then used to establish the paleoenvironmental conditions that prevailed during calcrete formation as well as to reconstruct the coastal landscape evolution and its relation to Pleistocene sea-level changes during Marine Isotope Stages (MIS) 6 and 5. Samples of calcrete layers and calcarenites were taken from two sections in the Cancun-Tulum corridor. The lowest level of calcrete underlies a sequence of calcarenites, and the two younger levels cap the sequence. In calcretes, the micromorphology provides evidence of the presence of a relict soil with subangular blocky microstructure, root traces, and needle-fiber calcite (associated with soil-fungi interactions). In contrast, the micromorphology of the calcarenites shows ooids and bioclasts, typical of a coastal environment. Geochemically, calcretes are depleted in  $\delta^{13}\text{C}$ , compared to calcarenite, with values ranging between  $-2\text{‰}$  and  $-10\text{‰}$ , and they have a lower proportion of rare earth elements. Calcrete mineralogy consists mainly of calcite over aragonite with a low proportion of Mg-calcite. U/Th dating indicates that the oldest calcrete was formed during the Penultimate Glacial Maximum (PGM), in MIS 6, and the two younger calcretes correspond to the Last Interglacial Period, in MIS 5c. The calcarenite formation occurred earlier, also during MIS 5. Soil formation, strong karstification and soil erosion have occurred on younger calcretes. This study suggests that these processes developed between MIS 4 to MIS 1.

## 1. Introduction

Calcretes are a product of soil-forming factors and represent periods of landscape stability at low sea-level stands in coastal carbonate sequences. Therefore, the study of both calcretes and carbonate sediments can provide valuable information about the paleoenvironmental history related to changes in the sea level. However, in karstic coastal environments, calcretes are difficult to recognize because they can be easily interpreted as facies of the sedimentary record, unrelated to pedogenetic processes (Alonso-Zarza and Wright, 2010). The main

mechanism in calcrete formation is the dissolution of carbonates (geogenic, biogenic and/or pedogenic) in the subsoil, followed by the ascension of the carbonate solution due to changes in the amount of water by evaporation, or the decrease of  $\text{CO}_2$  concentration in the soil, and finally, the carbonate precipitation near the soil surface (Monger and Adams, 1996; Khadkikar et al., 1998; Suchý, 2002; Zamanian et al., 2016). Other mechanisms for calcrete formation include the dissolution of carbonates in the topsoil, downward leaching and reprecipitation in the subsoil through water depletion (Machette, 1985); dissolution of carbonates and their subsequent *in situ* precipitation (Rabenhorst and

\* Corresponding author at: Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus, 04510 Mexico City, Mexico.

E-mail address: [daisyvalera1988@gmail.com](mailto:daisyvalera1988@gmail.com) (D. Valera-Fernández).

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104635>

Received 20 July 2019; Received in revised form 17 March 2020; Accepted 20 April 2020

Available online 16 July 2020

0341-8162/ © 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

Wilding 1986; West et al., 1988); and tissue calcification or soil supersaturation from increased  $\text{Ca}^{+2}$  concentration caused by biological activity (Verrecchia et al., 1995; Alonso-Zarza, 1999; Monger and Gallegos, 2000; Elis, 2002). The formation of these soil-cemented horizons takes millennia or even longer (Alonso-Zarza, 2003) and depends on temperature and precipitation (Eswaran et al., 2000).

The Yucatan Peninsula (YP) is an extensive carbonate platform, whose north-central section emerged since the Cretaceous period (Aguayo et al., 1980). During the Cenozoic, the rest of the platform experienced outcropping, but the Quaternary sediments were restricted to the north-northeast boundary. Particularly, the late Pleistocene sediments affected by the sea-level changes in this area reflect shallow platform sedimentary facies (Aguayo et al., 1980), intercalated with subaerial carbonate deposits: calcretes (Ward, 1985).

On the other hand, the soil genesis in the region has been widely discussed (e.g. Aguilera, 1959; Quiñones, 1975; Ispording, 1978; Duch, 1991; Bautista et al., 2004, 2011). However, the mechanisms of pedogenic carbonate accumulation in YP soils are not fully addressed, due to the persistent argument that dissolution (karstification) is the dominant process. The abundance of karstic geofoms supports this hypothesis. Even more, the occurrence of carbonate sediments with facies belonging to coastal environments make it difficult to identify the soil carbonates in the stratigraphic sequences. For instance, in the YP, Quiñones and Allende (1974) consider calcretes to be a product of late diagenesis, due to the transformation of aragonite to calcite, while Ward (1985) and Schinle (1991) suggest that they are the result of subaerial diagenesis, formed mainly during the Pleistocene. Therefore, the complex relation of dissolution-precipitation-recrystallization in karstic environments requires the combined use of methods to distinguish secondary carbonates (pedogenic) from primary carbonates.

Taking this into account, the aim of this research was to study the pedogenic carbonate crust layers (calcretes) of the YP as a record for paleoenvironmental reconstruction. To achieve this objective, the first task was to differentiate between primary and pedogenic carbonates (calcretes) using micromorphology, mineralogy, and geochemistry. The next step was to generate a chronological framework for calcrete formation and to reconstruct the evolution of the coastal landscape and its relationship to the changes in the late Pleistocene sea level.

## 2. Environmental settings

The Yucatan Peninsula is a carbonate platform that remained below sea level during the Cretaceous period. It is constituted of a relatively thick sedimentary sequence that overlies a Paleozoic crystalline basement. During the Late Cretaceous, the platform started to rise, and emerged completely during the Late Pleistocene - Early Holocene (Fig. 1). Consequently, recent sediments surround the peninsula, forming beach ridges from 1 to 10 km (Weidie, 1985). Ward (1985) suggests that these Quaternary sediments are constituted by strand plain and reef facies. The relatively flat platform has altitudes that vary between 10 and 50 m (Lugo-Hubp et al., 1992) where karstic and pedogenic processes have developed the present-day landscape. However, the sea-level changes during the Quaternary also affected the sedimentation and soil formation cycles. The sediments in Fig. 1 include indurated palustrine, lacustrine and littoral facies (Ward, 1985; Servicio Geológico Mexicano, 2007) which were developed during a lower-sea-level period after the Marine Isotopic Stage (MIS) 5e high stand (Shaw, 2016).

In the eastern region, Lauderdale et al. (1979), defined three Pleistocene carbonate units. The units consist of several facies associated with changes in sea level during glacial and interglacial stages. A calcrete cap is identifiable on top of each unit, suggesting its formation during low sea-level stands; the ages of each calcrete level are uncertain (Lauderdale et al., 1979). The lower unit is assumed to range between 800 and 200 ka, based on the U/Th age of corals, while the younger unit developed during the Late Pleistocene (Ward, 1985). According to Ward (1985), during the Upper Pleistocene deposits of overlying beach

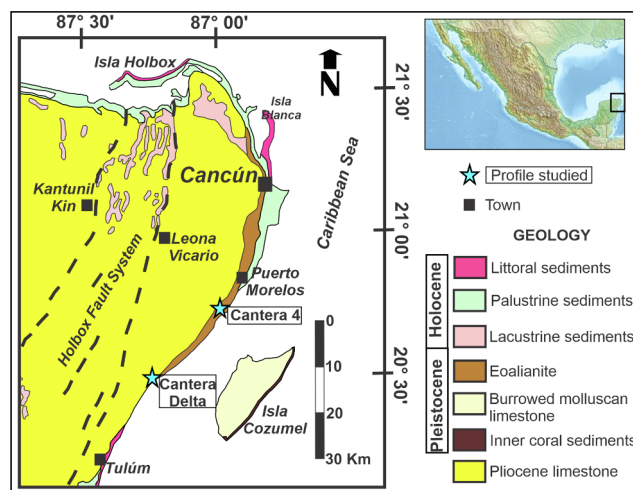


Fig. 1. Geology of the Yucatán Peninsula compiled from Servicio Geológico Mexicano (2007) and Ward (1997). Location of the studied sections: Cantera Delta and Cantera Cuatro.

ridges have the following typical sedimentary structures (from base to top): (a) low-angle cross-lamination with evidence of reworked storm deposits, dominated by grainstone-type limestones that are rich in *Halimeda* (green algae) and mollusk fossils; (b) an intermediate unit with high-angle cross-lamination (multidirectional), composed primarily of oolitic grainstone and rudstone with *Halimeda* and mollusks; (c) an upper unit with parallel lamination composed of grainstone-type limestone with well-classified ooids, covered by a thick layer of calcrete underlying a Rendzic Leptosol.

Today, the region's climate is warm and sub-humid, with an average annual temperature of 26 °C and annual precipitation of 1234 mm (García, 1988). Most of the year, the water balance shows that evaporation is greater (1500–1800 mm) than precipitation, so water storage is very limited, generating a water deficit several months per year (Cabadas-Báez et al., 2010). The vegetation in this area is related to low-altitude tropical systems. Most of the region is covered by seasonal tropical vegetation such as low deciduous jungle, medium sub-caducifolia and medium subperennifolia (Miranda, 1964).

## 3. Materials and methods

### 3.1. Study site and sampling

This study examined two sections along the Cancun-Tulum corridor, Cantera Delta (N20°24'32.9", W87°19'46.1") and Cantera Cuatro (N20°44'27.1"; W86°59'56.2") (Fig. 1). The sections were selected because they show the entire stratigraphic sequence of calcarenites and calcretes described by Ward (1985).

A sample of Calcrete 1 was taken from the Cantera Delta section at the bottom of the sequence (Fig. 2). Calcrete 1 was subdivided into 4 zones/samples (C1.A, C1.B, C1.C, and C1.D) by variations in their features, such as color and level of compaction. In the Cantera Cuatro section, two layers of calcretes, Calcrete 2 and Calcrete 3, were sampled at the top of the sequence. Calcrete 2 was subdivided into 4 zones/samples (C2.A, C2.B, C2.C, and C2.D). Calcrete 3 was divided into 3 zones/samples (C3.A, C3.B, C3.C) (Fig. 2). Also, in the case of these two calcretes, macromorphological differences were observed in its banded structure, color and compaction.

In the Cantera Cuatro section, two calcarenite samples (E1 and E2) with cross-bedding structure were collected; they were located under the karst depression that cuts Calcretes 2 and 3. Two sediments were also obtained from the contact point between the calcarenite and Calcrete 2 (sample S1), and from the sediment between Calcretes 2 and



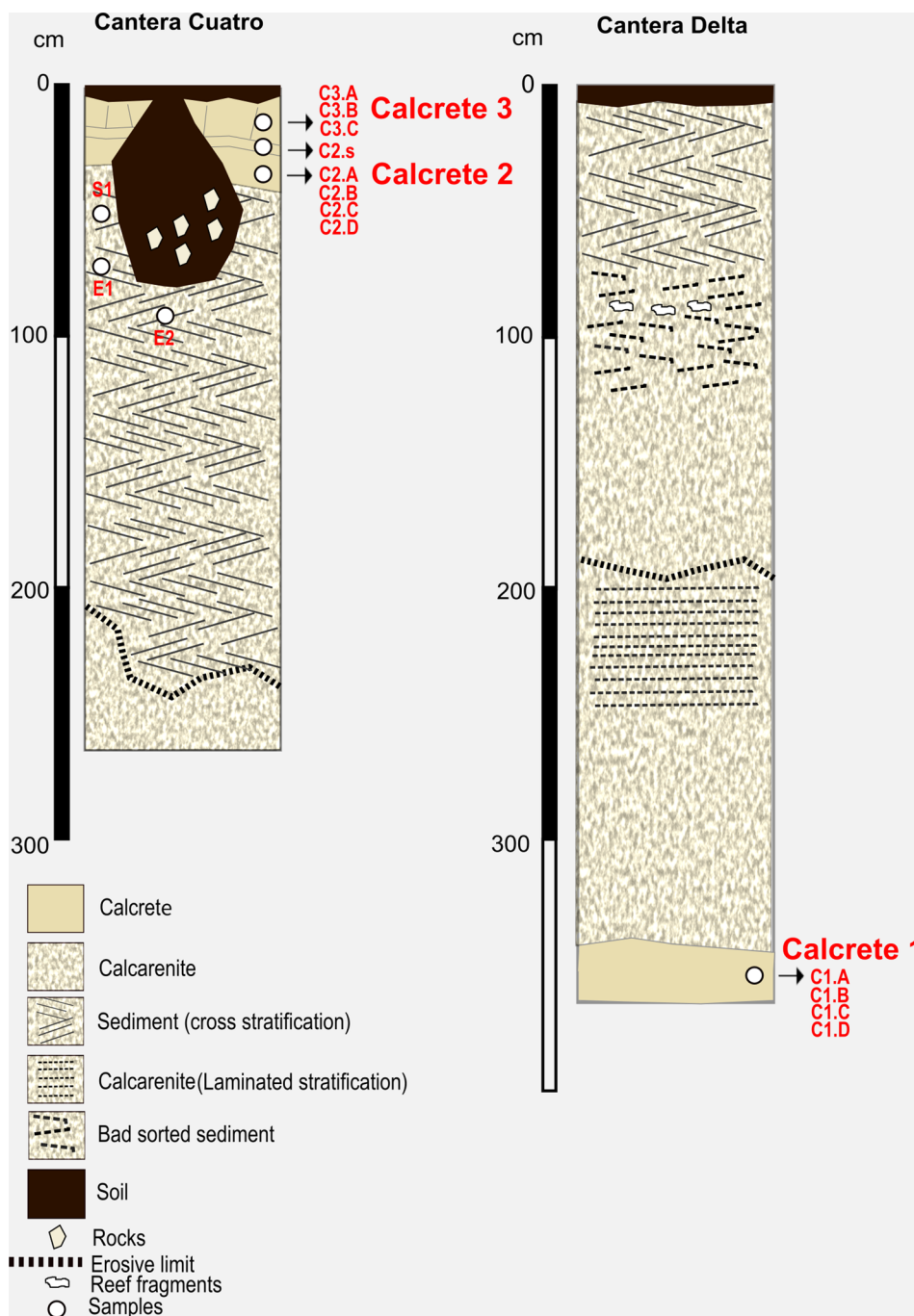


Fig. 2. Scheme with the position and codes of the samples collected in the Cantera Delta and Cantera Cuatro sections.

3 (sample C2.s) (Fig. 2).

Some of the results presented here (carbonate mineralogy, carbon and oxygen stable isotope composition, as well as micromorphology) have already been published by Cabadas-Báez et al. (2016). In this work, a more detailed macro and micromorphological description of the calcretes is provided based on Wright's guidelines (1990). In addition, the major and rare earth element (REE) contents and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are analyzed together within a chronological framework based on absolute dates.

### 3.2. Micromorphological analysis

Sixteen undisturbed samples were impregnated with epoxy resin MC40 Crystal at room temperature, sectioned and polished until 30  $\mu$

thick, and described using an Olympus BX51 petrographic microscope. The descriptions followed the parameters and terminology used by Wright (1990). Photomicrographs were recorded using Image ProPlus<sup>®</sup> v.7 software by Media Cybernetics.

### 3.3. Mineralogical and geochemical analysis

The mineralogical and geochemical characterization (bulk chemical composition, RREs, and Sr isotopes) were performed on 11 samples from the Cantera Cuatro section. The analyses include an evaluation of every zone identified in Calcretes 2 and 3.

The mineralogy was determined by applying X-ray diffraction (XRD) to bulk rock samples using a Shimadzu XRD-6000 diffractometer equipped with a Cu  $K\alpha$  source and graphite monochromator, operating

at 40 kV and 30 mA in continual-scan mode with a speed of 2°/min from 4° to 70° 2  $\theta$ . The structural cell parameters of calcite ( $a$  and  $c$ ), the proportion of calcite and aragonite, and the identification of possible magnesian calcites were calculated through Rietveld refinement using the Topas Academic program version 4.1 (<http://www.topas-academic.net>), under a Fundamental Parameters Approach (FPA) (Cheary and Coelho, 1992).

To determine the proportions of major elements, 5 g of each sample were ground in an agate mortar, passed through a 0.74 cm diameter mesh and analyzed with X-Ray Fluorescence Siemens SRS 3000 equipment that had been previously calibrated to international standards.

Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) was used to analyze the content of REE in carbonates, with an Agilent 7500ce Mass Spectrometer. To evaluate the precision and accuracy of the results, the samples were analyzed together with four reference materials (BHVO-1, RGM-1, GSR-2 and SDO-1) using the values reported by Govindaraju (1994), as well as a laboratory reference material (Estonian Limestone ES14) from the Ultrapure Chemistry Laboratory (LABQUP). The normalization of the values was based on Reeder's work on carbonates (1983).

The Sr isotopes were determined with a Finnigan MAT 262 thermal ionization mass spectrometer in a total of 10 samples. Sixty isotopic ratios of Sr were analyzed for each sample. The values ( $1\sigma = 1\sigma$  abs) refer to the errors during the measurement; in the last two digits,  $2\text{ SE (M)} = 2\sigma_{\text{abs}}/\sqrt{n}$ . Isotopic ratios were corrected by mass fractionation via normalization at an  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of 0.1194. LUGIS standard NBS-987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 24$  ( $\pm 1\sigma$  abs,  $n = 401$ ).

To determine the stable isotopes of carbon and oxygen ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ), routine combustion methods were applied (Sofer, 1980; Mook and Longma, 1987) using a Finnigan MAT 250 triple collector mass spectrometer at the Stable Isotope Laboratory, LANGEM, UNAM. This analysis was performed on 15 samples (calcretes and calcarenites). The reported  $\delta^{13}\text{C}$  values are expressed according to the VPDB standard (Vienna PeeDee Belemnite, ‰). Each batch of samples was accompanied by reference materials: 8540 PEF-1 (polyethylene), 8539 NBS-22 (oil) and 8242 Sucrose ANU (sucrose) from NIST. The uncertainty of the analytical method is 0.1‰.

### 3.4. U/Th dating of calcretes

Calcretes were dated using the Uranium-Thorium method at the Laboratory of Isotopic Geochemistry within the UNAM Center for Geoscience, with a ThermoFisher NEPTUNE Plus inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) multicollector based on McCulloch and Mortimer (2008). It avoided sampling carbonate with dissolution features, high densities of cross-cutting fractures, visible detritus, or visible porosity (to guarantee a closed  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  system). Dates were corrected for non-radiogenic  $^{230}\text{Th}$  that was incorporated at the time of deposition (Appendix). The separation of U and Th isotopes was carried out based on Hernández-Mendiola et al. (2011). Age errors were reported as  $2\sigma$  uncertainties. The date determination was calculated using Isoplot (Ludwig, 2001).

## 4. Results

### 4.1. Morphology

#### 4.1.1. The Cantera Delta section

The previous description by Cabadas-Báez et al. (2016) found that the Cantera Delta section (Fig. 3a) includes the relatively old stratigraphic unit; Calcrete 1, at the bottom (Fig. 3b and 3c), is covered by a sequence of calcarenites, showing an abrupt contact. The lowest sediments beneath the calcrete have not yet been reached by the authors. The calcarenites show a massive structure and large amounts of bioclasts, remains of corals, mollusks, and burrows. The upper calcarenite

strata exhibit a sandy texture and cross-bedding structures. The top of the sequence ends with a massive calcrete that was fractured and affected by dissolution processes (the karstic depressions are filled with pedosediments).

Calcrete 1 has a compact and massive structure with a thickness of 15–20 cm (Fig. 3c). The four zones (C1.A, C1.B, C1.C, C1.D and C1.E) are differentiated by changes in color, porosity and degrees of compactness (Fig. 3d). These bands are easy to trace laterally in the field. The lower bands, C1.D and C1.E, are thicker (greater than 2 cm), with diffuse limits, and yellowish colors in the matrix, including dark elongated mottles as evidence of chambers and bioturbation features (particularly with a horizontal orientation in the C1.E region (Fig. 3d). The C1.C, C1.B and C1.A regions are thinner (0.5–1 cm) and show dark grayish colors (especially C1.A and C1.C) (Fig. 3d).

#### 4.1.2. The Cantera Cuatro section

The Cantera Cuatro section includes a calcarenite with cross-stratification, covered discordantly by two calcretes at the top: Calcrete 2 and Calcrete 3 (Fig. 4a, 4d). The calcretes and the calcarenites are affected by karstic processes, in which slumps are caused by the dissolution of the limestone, infilled with pedosediments (Fig. 4a). The calcarenite beneath Calcrete 2 is brittle and has a low cross-bedding structure. The contact between calcarenite and Calcrete 2 is particularly friable and was specifically sampled (S1 sample, Fig. 2). An undulated erosive limit was observed at an approximate depth of 210 cm (Fig. 4a). The Calcrete 2 and Calcrete 3 are separated by a thin, discontinuous, and loose (not indurated as calcarenites) sedimentary layer (C2.s sample).

The Calcrete 2 (12 cm thick) has a yellowish-white color, with a massive structure that is compact at the top and less dense at the bottom. It is divided into C2.A, C2.B, C2.C, and C2.D regions, from top to base (Fig. 4c). The C2.D region is very porous and has brownish spots. It shows a transitional limit to the overlying C2.C band, which is more compact. The C2.B region presents a yellowish-brown matrix and some spots with elongated morphologies. Its limit within the C2.A lamination is clear and marked by the darker color of the C2.A region, which is very thin and porous and has a weathering crust.

Calcrete 3, located in the upper part of the section, is slightly darker and discontinuous, as it has been fragmented by the karstic process. It is divided into C3.A, C3.B, and C3.C zones, from top to base (Fig. 4b). The C3.C region is a light brown color, thin and porous with a clear limit within the C3.B band, which appears continually horizontal.

### 4.2. Micromorphology

The lower calcrete at Cantera Delta (Calcrete 1) contains relicts of a soil with a subangular blocky structure where a reddish-brown, clayey matrix is still preserved (Fig. 5a) and with fecal pellets in galleries (Fig. 5b). The matrix inside the blocks is dense, but micritic calcite is precipitated around them (Fig. 5a, 5b). Needle-fiber calcite (NFC) and calcified roots are visible (Fig. 5c). NFC fills the pores between the skeletal grains (Fig. 5c).

The micromorphology of the Cantera Cuatro calcretes is similar to Calcrete 1 but here, discontinuous micritic laminations as well as dark micritic laminae are distinguishable (Fig. 5d, e). These laminations follow a horizontal pattern. Their porosity is low, although there are several vughs, which follow the same orientation as the laminations. Calcified roots are also present embedded in the reddish matrix (Fig. 5f).

In contrast, the micromorphology of the calcarenites (E1 and E2 samples) shows a high proportion of well-rounded and sorted oolites (Fig. 5g); the pores among them are cemented by a carbonatic cement with different textures, including micritic, subequal, and sparitic (Fig. 5h). In all samples, it is common to find mollusk bioclasts (Fig. 5g) and benthic foraminifera (Fig. 5i).



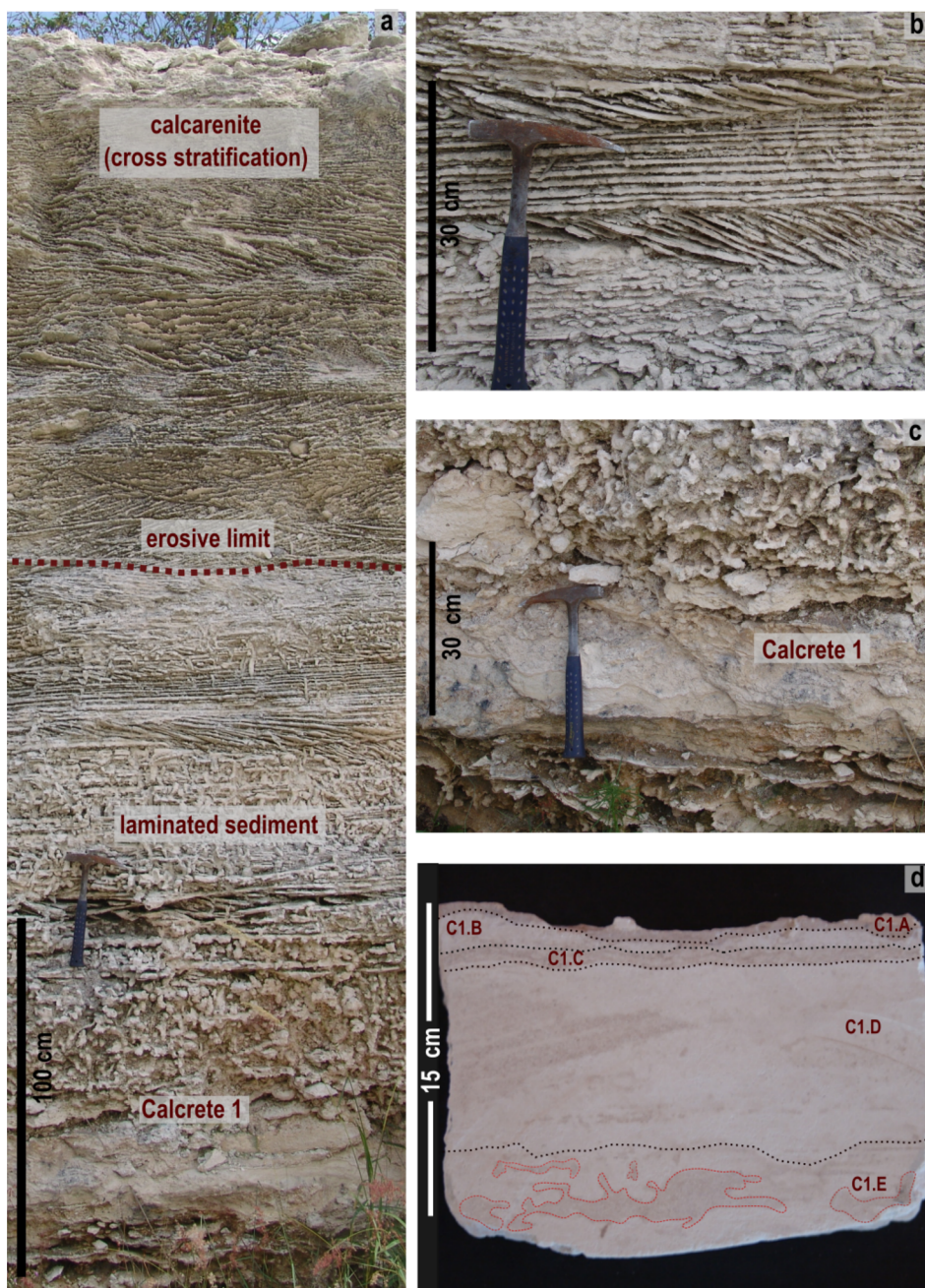


Fig. 3. Cantera Delta section: (a) general morphology, (b) detail of cross-bedding structures observed in the calcarenite, (c) Calcrete 1 in the bottom of the section, (d) Banded structures of Calcrete 1 divided into zones (C1.A, C1.B, C1.C, C1.D and C1.E) marked by black dotted lines, and bioturbation channels by red dotted lines. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

#### 4.3. Mineralogical composition and geochemical analysis

##### 4.3.1. Mineralogical composition

All of the analyzed samples are composed mainly of calcite and aragonite (Fig. 6), although in different proportions, as evidenced by the diffractograms (Fig. 6) and Table 1. The calcretes show lower proportions of aragonite, while the calcarenites contain up to 72% (sample E2). The highest value obtained in calcretes is around 38% (sample C3.C). The calcite content in the calcretes, varies between 62% and 94%. The highest value corresponds to the C2.A sample of Calcrete 2.

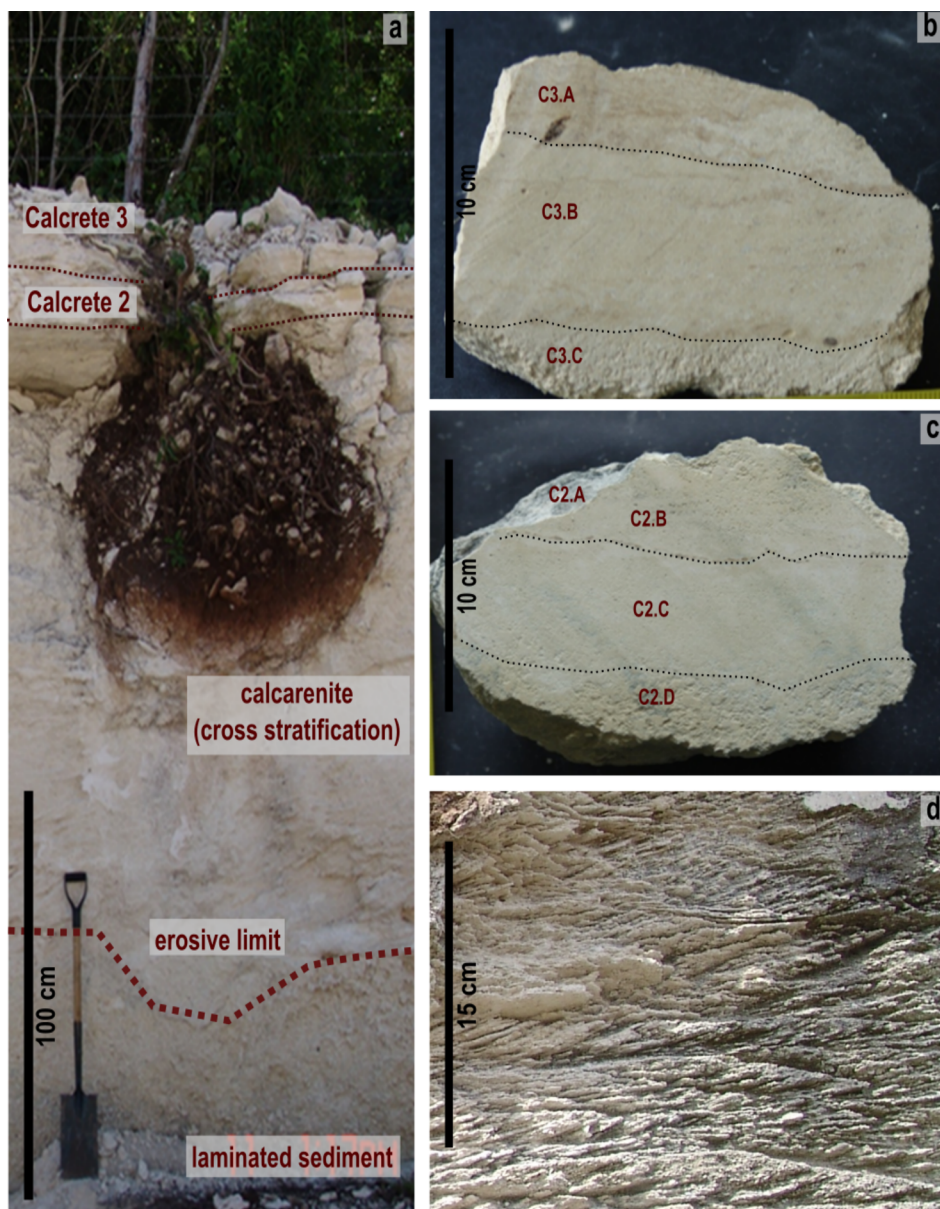
All the analyzed carbonates are poor in Mg-calcite (Table 1), containing less than 0.47% in the calcretes, and between 2.45% and 3.22% in the calcarenites. These results are evidence of the presence of Low-

Magnesium Calcite (LMC), a threshold when calcites have less than 4% of  $MgCO_3$  (Hardy and Tucker; 1988).

##### 4.3.2. Bulk chemical and rare earth element (REE) composition

Apart from the amount of CaO and the LOI (Loss of Ignition), which are associated with carbonates composition, the major elements content is very low. There is a noticeable trend of  $CaO > Al_2O_3 > MgO > SiO_2 > Na_2O$  in all of the calcarenite and calcrete samples (Table 2). Values below 0.08% were obtained for the rest of the oxides analyzed in the samples (Table 2). Some interesting differences were detected in the amount of  $Al_2O_3$  among the calcrete bands. The middle bands of Calcrete 3 (C3.B) and Calcrete 2 (C2.B and C2.C) have the highest amount of  $Al_2O_3$  (1.07%) while the upper and lower bands, C3.A, C3.C, C3.D, C2.A and C2.D, have lower percentages (0.27–0.55%). The





**Fig. 4.** Cantera Cuatro section: (a) general view, showing the calcretes and the karst depression filled with pedosediments, (b) Banded structure of the Calcrete 3 divided into three zones: C3.A, C3.B, C3.C (0–9 cm thick), (c) banded structure of the Calcrete 2 divided into four zones: C2.A, C2.B, C2.C and D (10–22 cm thick), (d) detail of cross-bedding structure in calcrenites (140–210 cm depth).

similarity among the three bands of Calcrete 3 is the low amount of MgO, which is not greater than 0.5%. When comparing the MgO values in Calcretes 2 and 3, it is evident that the upper zones (C3.A and C2.A) have the lowest values of 0.34% and 0.36%, respectively.

The calcrenites samples have a similar content of major element oxides, but the amount of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  is lower and similar to that found in the sediment layer between the two calcretes (C2.s).

Concerning the REE, the normalized concentration found in the calcrenites samples (E1 and E2) and Sediment S1 is higher than in the calcretes (Fig. 7). The sample with the lowest content of REE is the surface sample from Cantera Cuatro (C3. A), probably due to the influence of the modern soil environment. The calcretes show enrichment in HREE compared to LREE. A Ce negative anomaly was observed, and the Eu anomaly was not identified.

#### 4.3.3. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio

The values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio in all of the studied calcretes range from 0.709114 to 0.709209 (Table 3). The lowest and highest ratios

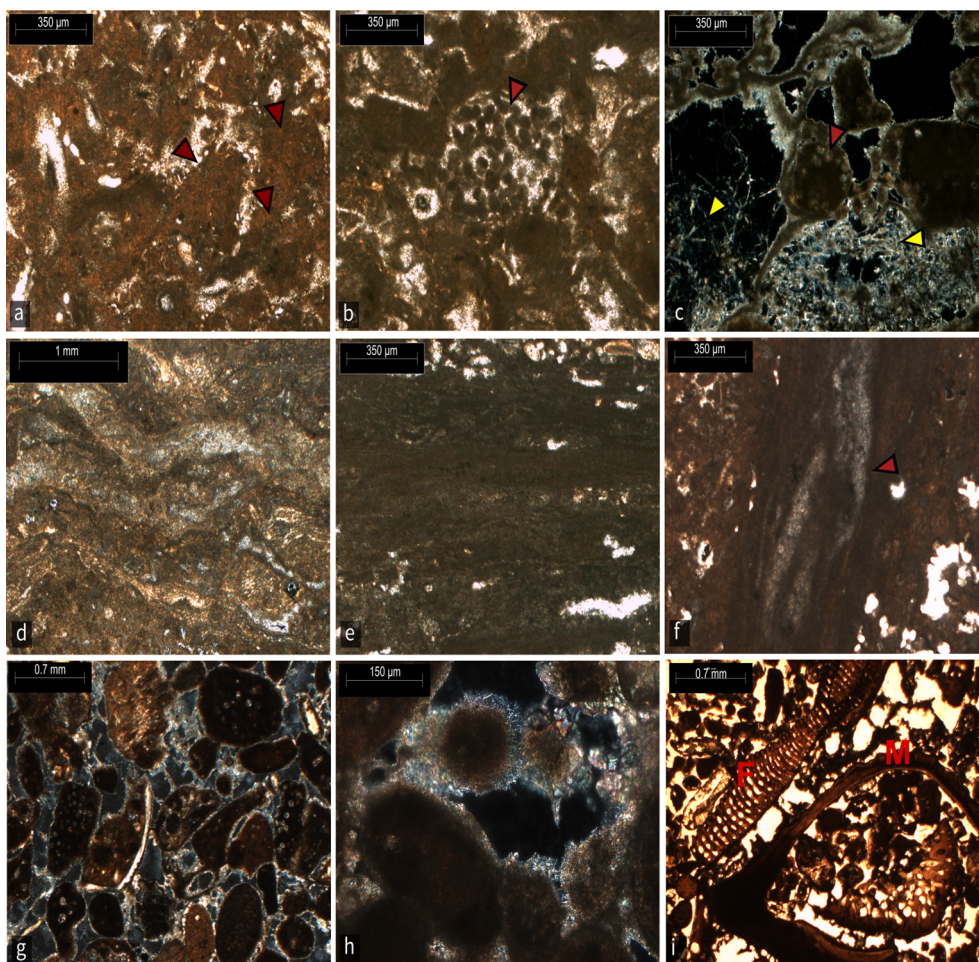
correspond to the Calcrete 2; the highest ratio is evident in the uppermost layer, C2.A, while the lowest ratio is evident in the inferior layer of this calcrete (Fig. 8). Calcrete 3 has more homogenous  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios. Sediment S.2 and the two analyzed calcrenites samples, E1 and E2, have values ranging from 0.709152 to 0.709137, which are lower than those obtained in the calcretes, except for the C2.A layer.

#### 4.3.4. Stable isotopes of C and o

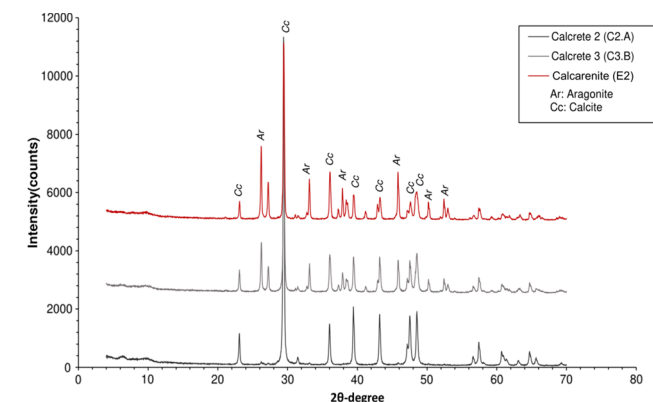
Positive  $\delta^{13}\text{C}$  values are only found in the two samples of calcrenites, E1 and E2, while the calcretes show negative values (Table 4). The S1 sample that is in contact with Calcrete 2 shows a  $\delta^{13}\text{C}$  value that is close to zero (-0.29‰).

The differences among the calcrete values, at small distances, are remarkable. The lower layers of Calcrete 3 (C3.B and C3.C) are similar (-2.59 and -2.68‰), while the uppermost layer, in contact with modern soil, is one of the most depleted (-9.60‰). In Calcrete 2, C2.A is heavier than C2.B, which has a value of -5.58‰ that increases in the lower layers. The sediment between the two calcretes, C2.s, presents the





**Fig. 5.** Photomicrographs of calcretes and eolianites from Cantera Delta and Cantera Cuatro sections. Cantera Delta, Calcrete 1: (a) relicts of a subangular blocky structure of soil (red arrows) (Plane Polarized Light - PPL); (b) fecal pellets in a gallery (red arrow) (PPL), (c) calcified root cortex (red arrow) and acicular carbonates infilling the pores (yellow arrows) (XPL). Cantera Cuatro: (d) micritic laminations in the Calcrete 2 (PPL) (e) micritic laminations in the Calcrete 3; (f) calcified root tissues in the Calcrete 3 (PPL). (g) micritized skeletal and non-skeletal fragments (sample E1) (XPL); (h) calcarenite pores cemented by micritic, subequal, and spar carbonates (sample E1) (XPL) (i) foraminifera (red F) and mollusks (red M) in the E2 calcarenite sample (XPL). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 6.** Diffractograms showing the peaks of calcite (Cc) and aragonite (Ar) in Calcrete 2 (C2.A sample), Calcrete 3 (C3.B sample) and calcarenite (E2 sample).

lowest value (-10.90‰). On the contrary, Calcrete 1 presents the opposite behavior, as here the upper layer is heavier than the basal layer (Table 3).

The  $\delta^{18}\text{O}$  values are more homogeneous across all samples with an average of  $-3.8\text{‰}$ , and ranging from  $-1.50\text{‰}$  in E2, to  $-5.47\text{‰}$  in C3.A. However, when plotting the values of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , the differences between the calcretes and calcarenites are clear (Fig. 9). The calcretes and sediment C2.s occupy a common area at the lower-left corner of the graph, while the calcarenites (E1 and E2 samples) and the S1 sample are in an opposite region close to or above the zero line of the abscises.

**Table 1**  
Contents of aragonite, calcite and Mg-calcite obtained by X-ray diffraction.

| Sample | Ar (%) | Cc (%) | Mg-Cc (%)* |
|--------|--------|--------|------------|
| C3.A   | 23.3   | 76.7   | 0.00       |
| C3.B   | 21.9   | 78.1   | 0.00       |
| C3.C   | 37.9   | 62.1   | 0.47       |
| C2.s   | 37.4   | 62.6   | 0.00       |
| C2.A   | 5.5    | 94.5   | 0.04       |
| C2.B   | 34.2   | 65.8   | 0.12       |
| C2.C   | 34.0   | 66.0   | 0.00       |
| C2.D   | 35.3   | 64.7   | 0.00       |
| S1     | 13.2   | 86.8   | 0.28       |
| E1     | 46.6   | 53.4   | 2.45       |
| E2     | 71.9   | 28.1   | 3.22       |

\* Magnesium calcite in the calcite structure.

#### 4.4. U/Th chronology

The calculated ages from Isoplot (Ludwig, 2010) for the three calcretes are shown in Table 4. In each calcrete, the different zones were taken for dating. Results indicate that each band has a different age, which increases with depth. In Cantera Cuatro, the younger Calcrete 3 band, C3.B, is 98 ka, whereas the lower C3.C is 101.2 ka. The next calcrete level, Calcrete 2, shows two layers with a very similar age, 114.2 and 114.6 ka for C2.B and C2.C, respectively. The lower layer, C2.D is older, 123.4 ka. In the case of the Cantera Delta, Calcrete 1 has an age of 134.7 ka for the C1.B. The lower bands have 146.2 ka for the C1.C and 164 ka for the C1.D (Table 4).

**Table 2**  
Major elemental bulk chemical composition of the studied carbonates obtained by X-ray fluorescence.

| Oxides (%)                      | C3.A  | C3.B  | C3.C  | C3.D  | C2.s  | C2.A  | C2.B  | C2.C  | C2.D  | E1    | E2    |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 0.37  | 0.39  | 0.35  | 0.34  | 0.34  | 0.45  | 0.36  | 0.38  | 0.45  | 0.37  | 0.42  |
| TiO <sub>2</sub>                | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0.52  | 1.07  | 0.27  | 0.28  | 0.62  | 0.38  | 1.11  | 1.11  | 0.56  | 0.63  | 0.68  |
| ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.07  | 0.07  | 0.07  | 0.06  | 0.07  | 0.08  | 0.08  | 0.07  | 0.08  | 0.07  | 0.07  |
| MnO                             | 0.01  | 0.04  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.04  | 0.04  | 0.02  | 0.02  | 0.02  |
| MgO                             | 0.34  | 0.47  | 0.40  | 0.43  | 0.50  | 0.36  | 0.69  | 0.38  | 0.40  | 0.49  | 0.45  |
| CaO                             | 54.20 | 52.30 | 53.78 | 54.61 | 53.44 | 53.79 | 52.72 | 52.65 | 53.74 | 52.79 | 52.93 |
| Na <sub>2</sub> O               | 0.26  | 0.23  | 0.26  | 0.11  | 0.22  | 0.25  | 0.21  | 0.22  | 0.17  | 0.24  | 0.34  |
| K <sub>2</sub> O                | 0.02  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.02  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0.02  | 0.02  | 0.03  | 0.02  | 0.03  | 0.03  | 0.03  | 0.02  | 0.02  | 0.03  | 0.03  |
| LOI                             | 44.72 | 44.31 | 44.37 | 44.50 | 44.20 | 44.63 | 44.40 | 44.49 | 44.22 | 44.17 | 44.19 |

## 5. Discussion

### 5.1. Differences between primary carbonates (calcarenites) and secondary carbonates (calcretes)

The problem of distinguishing between primary (inherited from parent material, lithogenic) and secondary (neofomed, pedogenic) carbonates was acknowledged in the pedogenetic and paleopedological research many years ago. For example, [Bronger and Heineke \(1989\)](#) highlighted the importance of identifying these two types of carbonates for the correct interpretation of paleosols in loessic sequences and provided their diagnostic micromorphological features. At present, this distinction seems quite simple and obvious. However, the case of paleopedogenesis that developed in the coastal calcareous sedimentary sequences presents specific difficulties. Carbonates are absolutely dominant in these rocks and are characterized by a wide variety of macro- and microfeatures, produced by a number of agents: biogenic and chemical precipitation, wave and eolian redeposition, diagenetic dissolution/reprecipitation, etc. Some of these lithogenic forms are quite similar to the pedogenic carbonate morphologies. In fact, in many horizons, there is a joint occurrence of inherited and neofomed carbonates and one group could mask and hide the other. The present need, therefore, was to develop a multidisciplinary toolkit of indicators for pedogenetic carbonate horizons (calic and petrocalic/calcretes) in coastal geosystems.

Consequently, in the present study, it is possible to differentiate calcretes and calcarenites according to the following attributes:

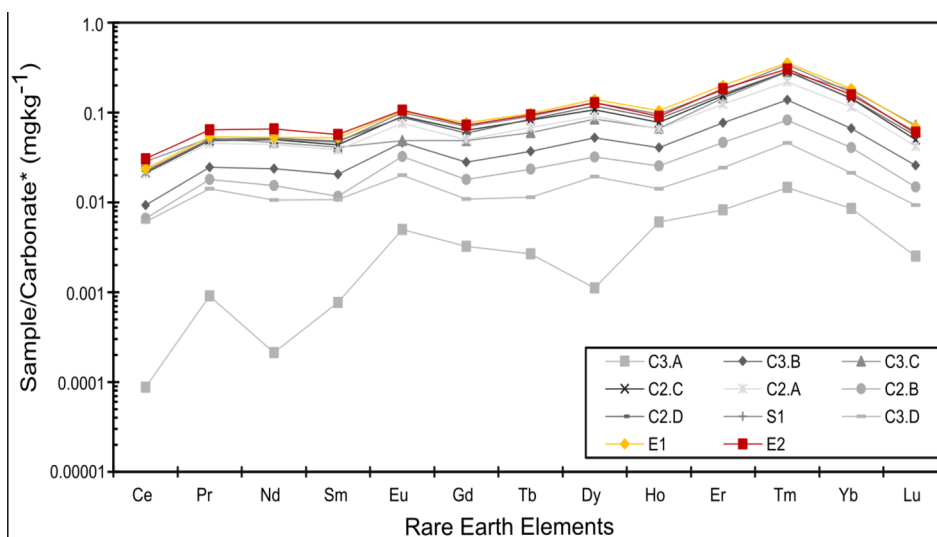
a. Macro and micromorphological features. Some of the features that

**Table 3**  
<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr values of the studied samples.

| Sample | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | 1 sd* | 2SE(M)* | n* |
|--------|------------------------------------|-------|---------|----|
| C3.A   | 0.709154                           | 37    | 10      | 53 |
| C3.B   | 0.709168                           | 37    | 10      | 57 |
| C3.C   | 0.709163                           | 38    | 10      | 58 |
| C2.A   | 0.709209                           | 35    | 9       | 55 |
| C2.B   | 0.709143                           | 39    | 10      | 54 |
| C2.C   | 0.709160                           | 38    | 10      | 59 |
| C2.D   | 0.709114                           | 34    | 9       | 52 |
| S1     | 0.709152                           | 37    | 10      | 57 |
| E1     | 0.709137                           | 39    | 10      | 58 |
| E2     | 0.709124                           | 38    | 10      | 55 |

\* 1sd is the standard deviation, 1SE(M) = 1sd/√n; n is the number of relations measured.

identify the presence of calcretes include the presence of root systems ([Jones, 1992](#); [Wright et al., 1995](#); [Alonso-Zarza and Jones, 2007](#); [Alonso-Zarza, 2018](#)) as well as laminations with typical micromorphology related to the microbial activity, such as cyanobacteria, bacteria, fungi and lichens ([Verrecchia et al., 1995](#), [Wright et al., 1996](#), [Freytet et al., 1997](#); [Alonso-Zarza and Wright, 2010](#)). In the sections that were studied, the three calcretes show laminations that are observable at the macro-scale in the C3.1 and C1.A, and C1.C regions of Calcretes 3 and 1, respectively ([Fig. 3d](#) and [4b, c](#)). The micromorphological analysis supports this observation, as relicts of roots that have been replaced with carbonates were observed ([Fig. 5f](#)). [Alonso-Zarza and Jones \(2007\)](#) believe that the micritic laminations in calcretes ([Fig. 5d, e](#)) can be associated with root



**Fig. 7.** Carbonate-normalized REE patterns of the whole samples of Calcrete 2, Calcrete 3 and Calcarenites samples (carbonates values of [Reeder, 1983](#)).

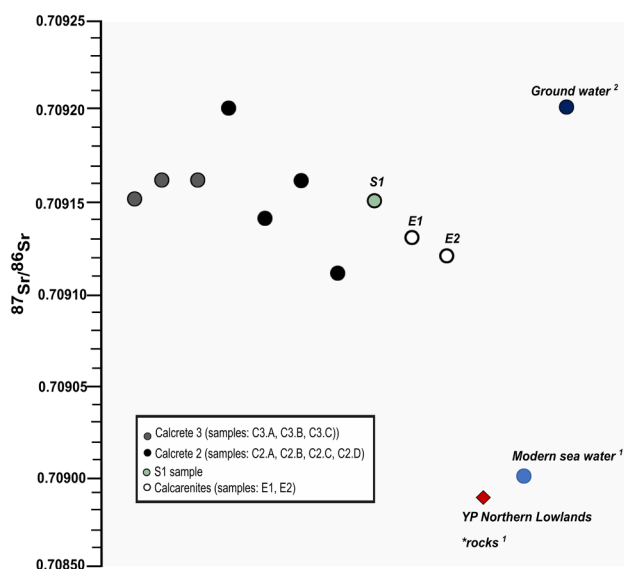


Fig. 8.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of the Calcretes 2, Calcrete 3, calcarenites (E1, E2 samples) and the sediment beneath the Calcrete 2 as well as the ratios obtained for: the Yucatan Peninsula limestones, the modern sea water (<sup>1</sup>Hodell et al., 2004) and the modern groundwater (<sup>2</sup>Perry et al., 2009).

Table 4

Age of selected samples by U-series with the proposed Marine Isotope Stage (MIS); stable oxygen and carbon isotopic values of caliches and calcarenites.

| Sample | Age (ky)    | MIS* (substage) | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) |
|--------|-------------|-----------------|---------------------------|---------------------------|
| C3.A   |             |                 | -9.60                     | -5.47                     |
| C3.B   | 98.1 ± 1.0  | 5c              | -2.59                     | -3.72                     |
| C3.C   | 101.2 ± 1.5 | 5c              | -2.68                     | -3.93                     |
| C2.s   |             |                 | -10.40                    | -5.21                     |
| C2.A   |             |                 | -3.03                     | -3.72                     |
| C2.B   | 114.2 ± 0.9 | 5e              | -5.58                     | -4.60                     |
| C2.C   | 114.6 ± 1.3 | 5e              | -1.31                     | -3.38                     |
| C2.D   | 123.4 ± 1.0 | 5e              | -2.07                     | -3.29                     |
| S1     |             |                 | -0.29                     | -2.98                     |
| E1     |             | -               | 1.64                      | -3.08                     |
| E2     |             | -               | 2.45                      | -1.50                     |
| C1.A   |             |                 | -1.50                     | -3.50                     |
| C1.B   | 134.7 ± 3.7 | 6a              | -3.00                     | -3.60                     |
| C1.C   | 146.2 ± 2.1 | 6b              | -3.20                     | -3.50                     |
| C1.D   | 164.0 ± 1.9 | 6c              | -6.00                     | -4.80                     |

\* MIS-Marine Isotope Stage.

activity. The discontinuous and irregular morphology that was observed is attributed to the dissolution and recrystallization phases (Wright, 1989). In addition, biogenic activity is evidenced by the presence of NFC (Fig. 5c). These habits have been already described by Ward (1975) in the sedimentary sequences of the YP and were interpreted to be the result of fungal activity. Wright (1994) suggests that the preservation of fibrous carbonates indicates an incipient pedogenesis and/or formation under arid to semi-arid conditions. The micromorphology of the calcarenites contrasts markedly with those features found in the calcretes. Bioclasts, pedoids, remains of marine shells, foraminifers, and oolites covered by sparitic, micritic and subequal cements are the dominant features (Fig. 5g, h, i).

- b. REE fractionation. The fractionation of the REE may contribute to the differentiation of pedogenic from lithogenic carbonates (Kraimer et al., 2005; Laveuf and Cornu, 2009), although the fractionation is not complete as REE complexes are formed by the migration of carbonate ions within the soil profile (Pourret et al., 2007). Nevertheless, there are some differences between the calcarenites and the

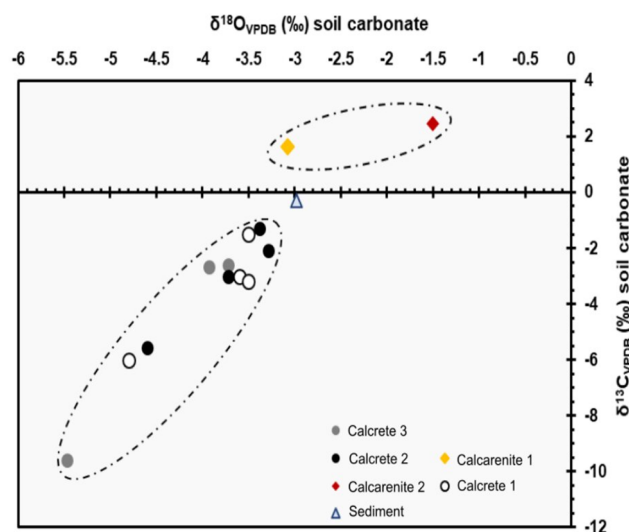


Fig. 9.  $\delta^{13}\text{C}$  values vs.  $\delta^{18}\text{O}$  values of the studied carbonates.

calcretes. The concentration of REE concentration is highest in the calcarenites compared to the calcretes, which can be explained by the influence of pedogenic processes (Fig. 7). The dissolution of large volumes of carbonates during pedogenesis results in a considerable loss of REE (Laveuf et al., 2008). The enrichment of HREE and the negative Ce anomaly in calcretes is due to the alkaline environment (Yan et al., 1999; Compton et al., 2003), where the  $\text{Ce}^{4+}$  easily forms soluble complexes with  $\text{CO}_3^{2-}$  and  $\text{HCO}_3^-$  and can be pulled from the soil mass through runoff (Huang and Wang, 2004). It is important to note that the sample with the lowest REE content is the uppermost surface layer of Calcrete 3 that is in contact with the modern soil and that can be affected by current pedogenetic processes.

- c. Major elemental composition. Although low concentrations of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , and  $\text{MgO}$  are characteristics of carbonates, there are specific trends observed in the calcretes. The middle bands of Calcretes 2 and 3 show higher proportions of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{SiO}_2$ . Both elements indicate the presence of detrital material (Magaritz, et al., 1981; Dever, et al., 1983), probably clay minerals or some low structural ordering of aluminum-oxides, inherited from the soil (Bronger and Bruhn-Lobin, 1997; Nagatsuka and Maejima, 2002). The high amount of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{SiO}_2$  coincides with the presence of relict soil fragments cemented by carbonates, as observed in the calcretes (Fig. 5a).
- d. Calcite, low Mg-calcite (LMC) and aragonite proportions. The content of aragonite is much higher in calcarenites than in the calcretes. Apparently, these calcarenites, composed mainly of aragonitic ooids and shells of marine organisms (Fig. 5g, h, i), undergo diagenesis in the vadose zone, where the dissolution of the aragonite occurs, reprecipitating as calcium carbonate, the main component of the calcretes. This process has also been observed in other dune/calcrete sequences in Australia and Africa (Knox, 1977; Warren, 1983; Swei and Tucker, 2012) and lately studied in the Holocene eolianites of Cancun Island, YP, Mexico (Loucks and Patty, 2017). Although it is common to find aragonite in calcretes (Panos and Steel., 1968; Yijian et al., 1989; Reeves, 1970; Muhs et al., 2009; Huerta et al., 2015), their mineralogical composition is mainly calcite and LMC (Goudie, 1972, St Arnaud and Herbillon, 1973; Watts, 1980; Hutton and Dixon, 1981; Wrigh and Tucker, 1991). In the analyzed calcretes, these mineral phases also dominate, occurring as micritic cement (Fig. 5d, e); the presence of this type of cement and LMC suggests a slow rate of precipitation and/or a slow loss of  $\text{CO}_2$  in the soil environment (Folk, 1974; Watts 1980; Khadkikar 2005, Khalifa, 2005). According to Warren (1983), the “mature” calcretes have



calcite (and LMC) as the unique carbonate phase without aragonite. Consequently, the amount of aragonite in the studied calcretes suggests that they have not reached their highest degree of development.

- e. Stable carbon and oxygen isotope signatures. These values are probably the most significant when differentiating calcarenites and calcretes, since the calcarenites have positive  $\delta^{13}\text{C}$  values, which reflect the influence of seawater on lithogenic carbonates. In contrast, all calcrete horizons show negative values. Similar results are shown by Lipar et al. (2017) in Australia as well as by Choquette (1976), Sanborn (1991) and Socki et al. (2004) in different locations along the YP littoral. The differences are even clearer when the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values are plotted, showing two separate areas, indicating different carbonate genesis (Fig. 9).

Although the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratios are similar in both the calcarenites and the calcretes, they show the influence of nearby sources, probably by the addition of transported material from the YP. The average isotopic signature distinguishes the contribution of materials from other sources (Borg and Banner, 1996) and are like those reported by Hodell et al. (2004) for limestones from Northern Lowlands in the YP (Fig. 8).

### 5.2. Chronology and correlation of the Quintana Roo calcretes

The stratigraphy of the coastal sediments in the Quintana Roo region has been established based on the “caliche-zone stratigraphy” (Lauradale et al., 1979; Ward, 1997) (Fig. 10). The calcrete formation has been associated with subaerial exposition at low sea-level stands during glacial ages (Ward and Brady, 1979; Spaw, 1978; Ward, 2003), while the calcarenites represent the sediments accumulated in the interglacial periods when the sea level increased. However, there are not enough absolute ages. Consequently, the U/Th dating of the calcretes in this work can dilucidate the chronology of the sea-level cyclicality.

The ages of the older calcrete found at Cantera Delta (Calcrete 1) are 134.7 to 164 ka (Table 4). These ages constrain Calcrete 1 formation to the MIS 6 (MIS 6c to 6a), close to the Penultimate Glacial Maximum (PGM), which is established around 140 ky (Colleoni et al., 2016). These results conform to the stratigraphy proposed by Spaw (1978), Ward and Brady (1979) and Ward (1985), who suggest that the Caliche I found in Cozumel and the Caliche Crust of the Yucatan coast (Calcrete 1 in this work) were formed during the MIS 6 (Fig. 10).

Additionally, Cantera Delta Calcrete 1 underlies lagoon facies sediments that are probably contemporaneous to the beach ridges deposited at 122 ky (Szabo et al., 1978) (Fig. 10). The calcarenite in the upper section of the sequence can correlate to the Tulum Eolianite (Ward and Brady, 1979; Ward, 1985), to the Contoy and Mujeres Eolianites (Ward, 1975) and to the Cozumel eolianite (Spaw, 1978), all of which were formed during the MIS 5c and 5e. These ages also coincide with the dunes developed in the Bahamas at approximately 118 ka (Hearty and Neumann, 2001).

The age of Cantera Cuatro Calcrete 2, overlying the calcarenites, ranges from 114.2 to 123.4 ka and, unlike Cantera Delta Calcrete 1, corresponds to an interglacial stage (MIS 5c-5d). To explain the formation of this calcrete, it is important to consider the sea-level fluctuations reported during that period. There is a consensus that during the Last Interglacial (LIG), the sea level was between 6 and 9 m higher than present, at global scale (Dutton et al., 2015). Koops (2009) determined a global level, at least 6.6 m higher than today, with 95% of probability. After this sea level rise, a rapid decline at ~124 – 120 ka was detected, with a rate of 2.8–8.4 mkyr<sup>-1</sup> (Barlow et al., 2018). In the Caribbean region including Bermuda, Bahamas, Haiti, and Barbados, the relative sea-level estimations also record an increase in sea level during LIG with a subsequent decrease (Chen et al., 1991, Muhs et al., 2002, Dumas et al., 2006, Dutton and Lambeck, 2012). In the case of Haiti, the sea level drops – 11 m below recent sea level (rsl) to 120

|                    | MIS      | Age (U/Th)(ky)   | Yucatan Coast * Carbonates   |            |
|--------------------|----------|--|--|------------|
| <b>Holocene</b>    | <b>1</b> |  | Coral Reef<br>Lagoon Muds<br>Beach Sediments<br>Mangrove Swamps                  |            |
|                    | <b>2</b> |  |  |            |
|                    | <b>3</b> |  |  |            |
|                    | <b>4</b> |  |  |            |
| <b>Pleistocene</b> | <b>5</b> | <b>a</b>   | Eolianite  |            |
|                    |          | <b>b</b>   |  |            |
|                    |          | <b>c</b>   | 98.1 ± 1.0 <sup>2</sup><br>101.2 ± 1.5 <sup>2</sup>                              | Calcrete 3 |
|                    |          | <b>d</b>   |  |            |
|                    |          | <b>e</b>   | 114.2 ± 0.9 <sup>2</sup><br>114.6 ± 1.3 <sup>2</sup><br>123.4 ± 1.0 <sup>2</sup> | Calcrete 2 |
|                    | <b>6</b> |  | ~122.0 <sup>1</sup><br>Strandline Grainstones<br>Coral Reef-Lagoon               |            |
|                    |          | 134.7 ± 3.7 <sup>2</sup><br>146.2 ± 2.1 <sup>2</sup><br>164.0 ± 1.9 <sup>2</sup> | Calcrete 1<br>Shallow-Marine<br>Limestone and Dolomite                           |            |

Fig. 10. Stratigraphic and dating relationship of Pleistocene and Holocene lithogenic and pedogenic carbonates in the northeast coast of the Yucatan Peninsula (Modified from Ward, 1997 from the dates obtained in this work). \*: stratigraphy based on the works of Ward and Brady (1979), Ward (1985), <sup>1</sup>U/Th date obtained by Szabo et al. (1978) for fossil corals of sections in Cancun, Akumal and Playa del Carmen, <sup>2</sup> U/Th calcretes dates obtained for this work.

ky (Dumas et al., 2006). In Barbados, after a maximum sea level at ~132-128 ka, it falls – 11 m below rsl to ~120-118 ka (Schellmann et al., 2004). In the YP, an increase in sea level between + 2 and + 3 m rsl is reported at approximately 121 ky, based on U/Th dates in corals (Blanchon et al., 2009; Blanchon, 2010). Research on speleothems in the Xel Ha-Tulum corridor shows a sea-level drop of 4.9 to – 11.0 m rsl during MIS 5c, to 118–108 ka (Moseley et al., 2013). Considering these trends, the authors of this paper suggest that Calcrete 2 (formed at MIS 5e) in the YP formed under conditions of subaerial exposure, when the sea level dropped.

The uppermost calcrete age of the Cantera Cuatro section (Calcrete 3) ranges between 101 and 98 ka, close to the transition to the MIS 5d stage (cold interglacial event) with a relative sea level that was lower than in MIS 5e. In Barbados, during the MIS 5c, the sea level decreases around – 13, – 20 and – 25 m rsl (~ 105 ky) (Schellmann et al., 2004). In Haiti, a relative sea level of – 8 m is determined at 107 ky and from – 11 m to 82.6 ka (Dumas et al., 2006). Moseley et al. (2013) suggest a trend toward decreasing sea level in MIS 5c, with an increase during MIS 5a, when it reached – 9.9 m rsl.

Consequently, the ages in the present work consider the calcrete formation related to the lower sea-level stands while the sedimentation from both lagoon and calcarenite deposits corresponds to the interglacial stage, when the sea level increased.

### 5.3. Paleoenvironmental reconstruction based on the stable isotope composition

The development of calcretes on calcareous substrates has been associated with a continuous aggradation of pedogenesis during a subaerial exposure stage (Leeder, 1975; Wright and Marriott, 1996). As calcretes are produced in the soil environment in equilibrium with the soil CO<sub>2</sub> (Cerling, 1999), they can be used in the paleoenvironmental reconstruction through their stable isotopic signature (e.g. Pustovoytov et al. 2007a, 2007b; Monger et al. 2009; Brlek and Glumac, 2014). The calcretes in the geological record are developed under broad climatic conditions: from arid or semi-arid environments to semi-humid and humid environments. The isotopic analyses of each layer in the calcretes suggest different forming processes, which can be associated with variations in climatic conditions. For instance, the micritic groundmass in several calcretes has the heaviest carbon and oxygen isotopic values, which indicates predominant aridity (Goudie, 1983; Alonzo-Zarza, 2003; Alonzo-Zarza and Wright, 2010). On the contrary, laminar calcretes with alveolar septal structures have lighter isotopic carbon, which is interpreted as indicator of a dense vegetation cover in a less arid climate.

Cerling and Quade (1993) proposed a fractionation model to relate the isotopic values of the soil organic matter (SOM)  $\delta^{13}\text{C}$  to those of the pedogenic carbonates. The  $\delta^{13}\text{C}$  values of pedogenic carbonates associated with C<sub>3</sub> plants range from  $-9$  to  $-12\text{‰}$ . In contrast, the  $\delta^{13}\text{C}$  signatures for carbonates formed in soils with exclusively C<sub>4</sub> plants have values between  $1$  and  $3\text{‰}$  (Cerling, 1984; Zamanian et al., 2016). In consequence, the Calcrete 1-  $\delta^{13}\text{C}$  isotopic values ( $-6$  to  $-1.5\text{‰}$ ) indicate a contribution of mainly C<sub>4</sub> vegetation. However, the bottom of the calcrete shows the lowest values, which can be related to a higher contribution of C<sub>3</sub> plants. Consequently, a higher proportion of C<sub>4</sub> plants corresponds to the youngest banded structure (C1.A), which suggests an increase in the arid conditions in the glacial stage (134.7 ky), coinciding with the PGM. The  $\delta^{13}\text{C}$  isotopic composition of Calcrete 2 indicates another trend. Here, the higher  $\delta^{13}\text{C}$  values are found in the lower bands, C2.C and C2.D ( $-1.31$  and  $-2.07\text{‰}$ , respectively) evidencing a lower proportion of C<sub>4</sub> plants in the upper bands. These results can be interpreted as the product of a hotter climate during the interglacial, where it is likely that the rate of evaporation exceeded that of precipitation. The sediment located in between the two calcretes, C2.s, shows the lowest  $\delta^{13}\text{C}$  value, which clearly indicates the influence of a vegetation cover constituted of C<sub>3</sub> plants. The youngest calcrete on the Cantera Cuatro section, Calcrete 3, evidences a remarkable difference in the  $\delta^{13}\text{C}$  isotopic values; however, the deeper bands have values of  $-2.68$  and  $-2.59\text{‰}$ , suggesting mixed vegetation with an abundance of C<sub>4</sub> plants. Surficial lamination exhibits a considerably lower  $\delta^{13}\text{C}$  value. This sample has an isotopic signature that suggests a sudden change in the vegetation of C<sub>3</sub> type plants formed under a humid climate. Socki et al. (2004) show similar results with Yucatan littoral calcretes ( $\delta^{13}\text{C}$ :  $-7.5\text{‰}$  to  $-13.5\text{‰}$ ), which indicate the contribution of mainly C<sub>3</sub> plant vegetation.

The isotopic signatures obtained in this work are similar to the values reported for calcretes in the Caribbean region for the same periods, such as in Grand Cayman Island, Little Cayman Island and Florida (Rossinsky and Swart, 1993; Li and Jones, 2014; Jones, 2019). Li and Jones (2014) report the following values in Grand Cayman:  $\delta^{13}\text{C} = -10.03\text{‰}$  to  $-6.41\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -5.22\text{‰}$  to  $+0.16\text{‰}$  for laminated rootcretes from the Pedro Castle Formation (Pleistocene). In the Florida Keys,  $\delta^{13}\text{C}$  values range from  $-7.99\text{‰}$  to  $-6.40\text{‰}$ , and  $\delta^{18}\text{O}$  values range from  $-3.82\text{‰}$  to  $-1.76\text{‰}$  (Rossinsky and Swart, 1993).

However, these results should be considered carefully, since a possible contribution of "old" carbon from the limestone in the stable isotopic composition could be responsible for the changes detected in the banded structures, as the result of an incomplete recrystallization of the carbonates. However, the lower layers of the calcrete in direct contact with the calcarenite do not show the highest values, so we can further speculate that there is little influence from the isotopic signatures of the material of marine origin.

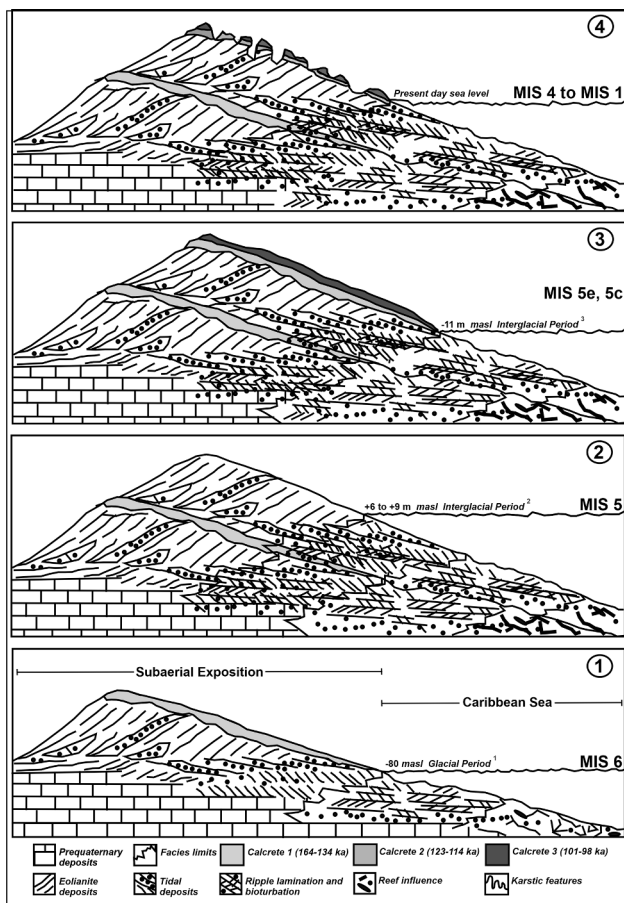
### 5.4. Coastal landscape evolution in the Yucatan Peninsula based on the calcrete record

Studies of calcretes from diverse geologic periods (Watts, 1978) have revealed the existing interactions among pedogenesis, episodic sedimentation, and erosion. The sequence models of eolianites and paleosols from Bermuda and the Bahamas (Hearty and Kindler, 1995), as well as from southern Australia (Warren, 1983), can provide a conceptual framework to understand the formation of calcretes in the northeastern YP. These models state that the formation of calcarenites occurred during or immediately after sea-level rise during an interglacial stage, while the calcretes form during the regressive phase, when pedogenesis begins.

From the U/Th calcrete dates of the Cantera Delta and Cantera Cuatro sections, as well as from the available information on changes in the sea level in the Caribbean region, we propose a preliminary model that explains the landscape dynamic related to the rise and fall of the sea level (Fig. 11):

1. During MIS 6 (glacial period), when the sea level was 80 m lower than today (Waelbroeck et al., 2002; Lisiecki and Raymo, 2005; Rohling et al. 2009, 2010), at the exposed surface, soil forming processes occurred, and the development of the associated calcrete took place (Calcrete 1). The stable isotopic record, shows an increased tendency of C<sub>4</sub> vegetation, evaluated from the  $\delta^{13}\text{C}$  composition, that points to a trend of aridization that reached its maximum at the PGM.
2. In the interglacial, MIS 5, the sea-level rise; during the Last Interglacial Period, the sea was approximately 6 to 9 m above the current sea level (Koops et al., 2009). Throughout the transgressive stage, sediments from the lagoon and calcarenites accumulated.
3. Specifically, in the MIS 5e a rapid decline of the sea level at  $\sim 124 - 120$  ka was detected (Barlow et al., 2018). During this stage, when the sea level drops, pedogenesis occurred with the formation of Calcrete 2. The Caribbean coral records indicated a sea level drop of  $-11$  m for the MIS 5c (Schellmann et al., 2004; Dumas et al., 2006) which may match the formation of Calcrete 3.
4. During the glacial period (MIS 4, MIS 3, and MIS 2), there is a hiatus in the record when neither calcrete development nor sedimentation is detected. This interpretation contradicts the stratigraphy of the Cozumel and Yucatan coast, where Caliche II (Spaw, 1978) and a Caliche crust (Ward and Brady, 1979; Ward, 1985) developed during the MIS 4, MIS 3, and MIS 2. However, the authors did not date the calcretes.
5. It is probable that pedogenesis and karstification processes occurred in the time interval from MIS 4 to MIS 1. The presence of thick red-soil profiles with high amounts of clay and high weathering supports this hypothesis (Cabadas-Báez et al., 2010). Speleothems dated at 26.5–23.2 ka (Medina-Elizalde et al., 2017) confirm the development of karstic processes in the area. Erosional phases during this period are also possible.

This model is contrary to what Cabadas-Báez et al. (2010) have previously proposed. The authors believed Calcretes 2 and 3 were formed during the Last Glacial Maximum (LGM), and the formation of red soils and karstification occurred only during the Holocene. With the dates obtained in this work (between 123 ka and 98 ka), the authors



**Fig. 11.** Model of sedimentation and calcretes formation during MIS 6 and the Last Interglacial. <sup>1</sup>For the ages of Calcrete 1 the global curves of sea-level changes indicate approximately more than  $-80$  m below the current sea level (Waelbroeck et al., 2002, Lisiecki and Raymo, 2005; Rohling et al. 2009, 2010). <sup>2</sup>During the Last Interglacial Period the sea was approximately 6 to 9 m above the current sea level (Koops et al., 2009), <sup>3</sup>The Caribbean coral records indicate a fall in sea level of  $-11$  m for the MIS 5c (Schellmann et al., 2004; Dumas et al., 2006).

have reconsidered the model and propose that pedogenesis, karstification, and erosion occurred over a longer period (between MIS 4 to MIS 1).

## 6. Conclusions

The morphology, geochemical and mineralogical examination of the carbonates from the northeast region of the YP are useful in differentiating pedogenic (calcretes) from lithogenic carbonates (calcarenes).

Calcretes are directly influenced by pedogenesis and show morphologies associated with soil microbial activity as well as with root traces. They are depleted in  $\delta^{13}\text{C}$ , with values between  $-2\%$  and  $-10\%$ ; they have a minor proportion of REE and higher amount of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Their mineralogy has calcite (and LMC) over aragonite.

Calcarenes have quite a different geochemical signature: they have higher values of  $\delta^{13}\text{C}$ , a higher proportion of aragonite, and lower proportions of  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (which show a lower influence from silicate detrital material). Their micromorphology shows a dominance of bioclasts and oolites.

Uranium-series dating indicates that these calcretes were formed during the MIS 6 and 5, associated with both glacial and interglacial stages. The older calcrete (Calcrete 1) evidences an aridization trend finishing in the PGM, with a dominance of C4 plants. The MIS 5

calcretes, Calcrete 2 and 3, reflect another environmental trend, passing from arid to more humid conditions, where C3 plants are more abundant. All calcretes are formed during low sea-level stands. The calcarenite formation also occurs during MIS 5. We suggest that karstification and modern soil formation cover the MIS 4, MIS 3, MIS 2 and MIS 1.

## Declaration of Competing Interest

The authors declared that there is no conflict of interest.

## Acknowledgments

This work was completed with the support of Project PAPIIT IN103617. We are grateful to Teresa Pi-Puig, from the Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, UNAM (LANGEM) for the XRD analyses; to Gabriela Solís-Pichardo, from the Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, UNAM (LUGIS) for the Sr isotopic analyses; to Edith Cienfuegos-Alvarado from Laboratorio de Isótopos Estables, LANGEM, UNAM for the C and O stable isotope analyses; and to Rufino Lozano for the bulk chemical composition, undertaken at the X-Ray Fluorescence Laboratory of LANGEM, UNAM. Uranium series dating was possible by the support of Juan Pablo Bernal-Uruchurtu at Centro de Geociencias, UNAM. We highly appreciate the support of Jaime Díaz-Ortega during the fieldwork, and the preparation of thin sections and samples. We thank Jorge René Alcalá-Martínez for his technical assistance. We also thank Tobias Sprafke for the preliminary review of the manuscript as well as to the referees whose comments and suggestions helped to improve the quality of the paper.

## References

- Aguayo, J.E., Bello, R., del Vecchio, M.A., Araujo, J., Basañez, M., 1980. Estudio sedimentológico en el área Tulum-Cancún-Isla Mujeres, Estado de Quintana Roo, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana XLI 15–32.
- Aguilera, N., 1959. Suelos. In: Beltrán, E. (Ed.), Los recursos naturales del sureste y su aprovechamiento II (2). Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, México, pp. 177–212.
- Alonso-Zarza, A.M., 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. Sediment. Geol. 126, 177–191. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00039-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00039-1).
- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. Earth-Sci. Rev. 60, 261–298. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X).
- Alonso-Zarza, A.M., 2018. Study of a modern calcrete forming in Guadalajara, Central Spain: An analogue for ancient root calcretes. Sedimentary Geol. 373, 180–190. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.06.006>.
- Alonso-Zarza, A.M., Jones, B., 2007. Root calcrete formation on Quaternary karstic surfaces of Grand Cayman. Geologica Acta 5, 77–88. <https://doi.org/10.1344/105.000000311>.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010. Calcretes. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), Carbonates in continental settings. Elsevier, Developments in Sedimentology, pp. 177–224. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06105-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06105-6).
- Barlow, N.L., McClymont, E.L., Whitehouse, P.L., Stokes, C.R., Jamieson, S.S., Woodroffe, S., Bentley, M.J., Callard, S., Cofaigh, C., Evan, J., Horrocks, J.R., Lloyd, J.M., Long, A., Margold, M., Roberts, D.H., Sanchez-Montes, M., 2018. Lack of evidence for a substantial sea-level fluctuation within the Last Interglacial. Nat. Geosci. 11, 627–634. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0195-4>.
- Bautista, Z.F., Estrada, M.H., Jiménez, O.J., González, I.J.A., 2004. Relación entre relieve y unidades de suelo en zonas cársticas de Yucatán. Terra Latinoamericana 22, 243–254.
- Bautista, F., Palacio-Aponte, G., Quintana, P., Zinck, J.A., 2011. Spatial distribution and development of soils in tropical karst areas from the Peninsula of Yucatan, Mexico. Geomorphology 135 (3–4), 308–321. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.02.014>.
- Blanchon, P., 2010. Reef demise and back-stepping during the last interglacial, northeast Yucatan. Coral Reefs 29, 481–498. <https://doi.org/10.1007/s00338-010-0599-0>.
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebetrau, V., 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. Nature 458, 881–884. <https://doi.org/10.1038/nature07933>.
- Borg, L.E., Banner, J.L., 1996. Neodymium and strontium isotopic constraints on soil sources in Barbados, West Indies. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 4193–4206. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00252-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00252-9).
- Brliek, M., Glumac, 2014. Stable isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) signatures of biogenic calcretes marking discontinuity surfaces: a case study from Upper Cretaceous carbonates of central Dalmatia and eastern Istria, Croatia. Facies 60, 773–788. <https://doi.org/10.1007/s10347-014-0403-7>.
- Bronger, A., Bruhn-Lobin, N., 1997. Paleopedology of Terrae rossae—Rodoxeralfs from quaternary calcarenites in NW Morocco. Catena 28 (3–4), 279–295. [https://doi.org/10.1016/S0167-6369\(97\)00039-1](https://doi.org/10.1016/S0167-6369(97)00039-1).



- 10.1016/S0341-8162(96)00043-4.
- Bronger, A., Heinkele, T., 1989. Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section China: pedostratigraphical and environmental implications. *Geoderma* 45, 123–143.
- Cabadas-Báez, H.V., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Pi-Puig, T., Gama-Castro, J., 2010. Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatán: A record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability. *Geomorphology* 122, 323–337. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.002>.
- Cabadas-Báez, H.V., Landa-Arreguín, J.F., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., 2016. Carbonatos secundarios en las calcretas del noreste de la península de Yucatán: formas, procesos e implicaciones en la pedogénesis de geosistemas cársticos. *GEOS* 36 (2), 291–307. [https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos16-2/Cabadas\\_36\\_2.pdf](https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos16-2/Cabadas_36_2.pdf).
- Cerling, T.E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 71, 229–240. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90089-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90089-X).
- Cerling, T.E., Quade, J., 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J.A., Savin, F. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records* 78. American Geophysical Union Geophysical Monograph, Washington, D. C., pp. 217–231. <https://doi.org/10.1029/GM078p0217>.
- Cerling, T.E., 1999. Stable carbon isotopes in paleosol carbonates. Book Editor(s): Médard Thierry Régine Simon-Coignon. <https://doi.org/10.1002/9781444304190.ch2>.
- Cheary, R.W., Coelho, A.A., 1992. A fundamental parameters approach to X-Ray line-profile-fitting. *J. Appl. Crystallogr.* 25, 109–121. <https://doi.org/10.1107/S0021889891010804>.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the last interglacial period:  $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  data from fossil coral reefs in the Bahamas. *GSA Bulletin* 103 (1), 82–97. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103%3C0082:PCOTLI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103%3C0082:PCOTLI%3E2.3.CO;2).
- Choquette, P.W., 1976. Recent calcareous crusts (calcrete) on Isla Mujeres, Quintana Roo, Mexico: insights from isotopic composition. In: Weidie, A.E., Ward, W.C. (Eds.), *Carbonate rock and hydrogeology of the Yucatan Peninsula. New Orleans Geological Society, Mexico*, pp. 139–158.
- Colleoni, F., Wekerle, C., Näslund, J.O., Brandefelt, J., Masina, S., 2016. Constraint on the penultimate glacial maximum Northern Hemisphere ice topography (= 140 kys BP). *Quaternary Sci. Rev.* 137, 97–112. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.01.024>.
- Compton, J.S., White, R.A., Smith, M., 2003. Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape. *South Africa Chem. Geol.* 201 (3–4), 239–255. [https://doi.org/10.1016/S0099-2541\(03\)00239-0](https://doi.org/10.1016/S0099-2541(03)00239-0).
- Dever, L., Durand, R., Fontes, J.Ch., Vachier, P., 1983. Etude pédogénétique et isotopique des néoformations de calcite dans un sol sur craie. Caractéristiques et origines. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 2079–2090. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90033-9).
- Duch, G.J., 1991. *Fisiografía del Estado de Yucatán. Universidad Autónoma Chapingo, Texcoco*, pp. 229.
- Dumas, B., Hoang, C.T., Raffy, J., 2006. Record of MIS 5 sea-level highstands based on U/Th dated coral terraces of Haiti. *Quat. Int.* 145–146, 106–118. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.010>.
- Dutton, A., Carlson, A., Long, A., Milne, G., Clark, P., DeConto, R., Horton, B.P., Rahmstorf, S., Raymo, M., 2015. Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science* 349 (6244), 4019–4021. <http://science.sciencemag.org/content/349/6244/aaa4019>.
- Dutton, A., Lambeck, K., 2012. Ice volume and sea level during the Last Interglacial. *Science* 337, 216–219. <http://science.sciencemag.org/content/337/6091/216>.
- Elis, F., 2002. Contribution of termites to the formation of hardpans in soils of arid and semiarid region of South Africa. Presented at the 17th WCSS, Thailand.
- Eswaran, H., Reich, F.P., Kimble, J.M., Beinroth, F.H., Padamabhan, E., Moncharoen, P., 2000. Global carbon stocks. In: Lal, R., Kimble, J.M., Eswaran, H., Stewart, B.A. (Eds.), *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. CRC/Lewis, Boca Raton, FL*.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, USA, pp. 182.
- Freytet, P., Plaziat, J.C., Verrecchia, E.P., 1997. A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern Francediscussion. *Sedimentary Geol.* 110, 299–303. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(96\)00090-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00090-5).
- García, E., 1988. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, 3rd ed. Instituto de Geografía UNAM, México, pp. 219.
- Goudie, A., 1972. The chemistry of world calcrete deposits: *Jour. Geology* 80, 449–463. <https://doi.org/10.1086/627766>.
- Goudie, A.S., 1983. Calcrete. In: Goudie, A.S., Pye, K. (Eds.), *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London, pp. 93–131.
- Govindaraju, K., 1994. Compilation of Working Values and Sample Description for 383 standard reference materials. *Geostandards Newsletter* 18, 331. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2494.1998.53202081.x-i1>.
- Hardy, R.G., Tucker, M.E., 1988. X-ray powder diffraction of sediments. In: Tucker, M.E. (Ed.), *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science Publishers, Oxford, pp. 91–228.
- Hearty, P.J., Kindler, P., 1995. Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and the Bahamas). *J. Coastal Res.* 11, 675–689. <http://www.jstor.org/stable/4298371>.
- Hearty, P.J., Neumann, A.C., 2001. Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglacial (MIS 5): evidence from the Bahamas. *Quaternary Sci. Rev.* 20, 1881–1895. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00021-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00021-X).
- Hernández-Mendiola, E., Bernal, J.P., Lounejeva, E., Mortimer, G.E., McCulloch, M.T., 2011. U-series dating of carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Quaternary Geochronol.* 6, 564–573. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.09.001>.
- Hodell, D.A., Quinn, R.L., Brenner, M., Kamenov, G., 2004. Spatial variation of strontium isotopes ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) in the Maya region: a tool for tracking ancient human migration. *J. Archaeol. Sci.* 31 (5), 585–601. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2003.10.009>.
- Huang, C., Wang, C., 2004. Geochemical characteristics and behaviors of rare earth elements in process of Vertisol development. *J. Rare Earths* 22 (4), 552–557.
- Huerta, P., Rodríguez-Berriguete, A., Martín-García, R., Martín-Pérez, A., La Iglesia Fernández, A., Alonso-Zarza, A.M., 2015. The role of climate and aeolian dust input in calcrete formation in volcanic islands (Lanzarote and Fuerteventura, Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 417 (1), 66–79. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.10.008>.
- Hutton, J.T., Dixon, J.C., 1981. The chemistry and mineralogy of some South Australian calcretes and associated soft carbonates and their dolomitization. *J. Geol. Soc. Australia* 28, 71–79. <https://doi.org/10.1080/00167618108729144>.
- Ispording, W.C., 1978. Mineralogical and physical properties of Gulf limestone soils, *Transaction-Gulf Coast Association of Geological Societies, XXVIII*, 201–214.
- Jones, B., 1992. Construction of spar calcite crystals around spores. *J. Sedimentary Petrol.* 62, 1054–1057. <https://doi.org/10.1306/D4267A46-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Jones, B., 2019. Diagenetic processes associated with unconformities in carbonate successions on isolated oceanic islands: case study of the Pliocene to Pleistocene sequence, Little Cayman, British West Indies. *Sediment. Geol.* 386, 9–30. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.03.016>.
- Khadkikar, A.S., 2005. Elemental composition of calcites in late Quaternary pedogenic calcretes from Gujarat, western India. *J. Asian Earth Sci.* 25 (6), 893–902. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2004.09.006>.
- Khadkikar, A.S., Merh, S.S., Malik, J.N., Chamyal, L.S., 1998. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks. *Sediment. Geol.* 116, 251–260. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00103-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00103-6).
- Khalifa, M.A., 2005. Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the ‘Lower Member’ of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia. *J. Asian Earth Sci.* 25, 719–734. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2004.05.008>.
- Knox, G.J., 1977. Caliche formation, Saldhana Bay, South Africa. *Sedimentology* 24, 657–674. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00263.x>.
- Koops, R.E., Simons, F.J., Mitrovica, J.X., Maloof, A.C., Oppenheimer, M., 2009. Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature* 462, 863–867. <https://doi.org/10.1038/nature08686>.
- Kraimer, R.A., Monger, H.C., Steiner, R.L., 2005. Mineralogical distinctions of carbonates in desert soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69 (6), 1773–1781. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.0275>.
- Lauderdale, R.W., Ward, W.C., Weidie, A.E., 1979. Carrillo Puerto Formation of north-eastern Quintana Roo, Mexico. *Gulf Coast Association Geol. Soc. Trans.* 29, 275–280.
- Laveuf, C., Cornu, S., Juillot, F., 2008. Rare earth elements as tracers of pedogenic processes. *CR Geosciences* 340 (8), 523–532. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.07.001>.
- Laveuf, C., Cornu, S., 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenic processes. *Geoderma* 154 (1–2), 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.10.002>.
- Leeder, M.R., 1975. Pedogenic carbonates and floodplain sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geol. Mag.* 112, 257–270. <https://doi.org/10.1017/S0016756800047014>.
- Li, R., Jones, B., 2014. Calcareous crusts on exposed Pleistocene limestones: a case study from Grand Cayman, British West Indies. *Sediment. Geol.* 299, 88–105. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.10.003>.
- Lipar, M., Webb, J.A., Cupper, M.L., Wang, N., 2017. Aeolianite, calcrete/microbialite and karst in southwestern Australia as indicators of Middle to Late Quaternary palaeoclimates. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 470, 11–29. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.019>.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20, PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Loucks, R.G., Patty, K., 2017. Vadose Diagenetic dissolution Textures, cementation patterns, and aragonite and Mg-calcrete alteration in the Holocene Isla Cancún Eolianite Aregonite Ooids: Modern analog for ancient ooid-grainstone pore networks. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. J.* 6, 1–20. [http://www.gcags.org/exploreanddiscover/2017/00272\\_loucks\\_and\\_patty.pdf](http://www.gcags.org/exploreanddiscover/2017/00272_loucks_and_patty.pdf).
- Ludwig, K.R., 2001. *User's Manual for Isoplot/EX Rev. 2.49*. Special publication No.1a. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA.
- Lugo-Hubp, J., Aceves-Quesada, J.F., EspinazaPerena, R., 1992. Rasgos geomorfológicos mayores de la península de Yucatán. *Revista del Instituto de Geología de la UNAM* 10 (2), 143–150.
- Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 203, 1–22.
- Magaritz, M., Kaufman, A., Yaalon, D.H., 1981. Calcium carbonate nodules in soils:  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  contents. *Geoderma* 25, 157–172. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(81\)90033-1](https://doi.org/10.1016/0016-7061(81)90033-1).
- McCulloch, M.T., Mortimer, G.E., 2008. Applications of the  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  decay series to dating of fossil and modern corals using MC-ICPMS. *Australian J. Earth Sci.* 55 (6–7), 955. <https://doi.org/10.1080/08120090802097435>.
- Medina-Elizalde, M., Burns, S.J., Lases-Hernández, J., Polanco-Martínez, F., Bradley, R., Wang, H.C., Shen, C.C., 2017. Synchronous precipitation reduction in the American Tropics associated with Heinrich 2. *Sci. Rep.* 7, 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-11742-8>.
- Miranda, F., 1964. *Vegetación de la Península de Yucatán. Rasgos fisiográficos. Colegio de Postgraduados, Escuela Nacional de Agricultura, Chapingo, México. Serie No. 2*.
- Monger, H.C., Adams, H.P., 1996. Micromorphology of calcite-silica deposits, Yucca Mountain, Nevada. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 519. <https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000020026x>.
- Monger, H.C., Gallegos, R.A., 2000. Biotic and abiotic processes and rates of pedogenic carbonate accumulation in the Southwestern United States: relationship to atmospheric  $\text{CO}_2$  sequestration. In: Lal, R., Kimble, J.M., Eswaran, H., Stewart, B.A. (Eds.),

- Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Monger, H.C., Cole, D.R., Buck, B.J., Gallegos, R.A., 2009. Scale and the isotopic record of C4 plants in pedogenic carbonate: From the biome to the rhizosphere. *Ecology* 90, 1498–1511. <https://doi.org/10.1890/08-0670.1>.
- Mook, W.G., Longsma, J., 1987. Measurement of the N2O corrections for  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios of atmospheric CO2 by removal of N2O. *Tellus* 39B, 96–99. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v39i1-2.15327>.
- Moseley, G.E., Smart, P.L., Richards, D.A., Hoffmann, D.L., 2013. Speleothem constraints on marine isotope stage (MIS) 5 relative sea levels, Yucatan Peninsula, Mexico. *J. Quaternary Sci.* 28, 293–300. <https://doi.org/10.1002/jqs.2613>.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Kennedy, G.L., Rockwell, T.K., 2002. The last interglacial period on the Pacific Coast of North America: timing and paleoclimate. *GSA Bulletin* 114 (5), 569–592. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114%3C0569:TLP3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114%3C0569:TLP3E2.0.CO;2).
- Muhs, D.R., Skipp, G., Schumann, R.R., Johnson, D.L., McGeehin, J.P., Beann, J., Freeman, J., Pearce, T.A., Rowland, Z.M., 2009. The origin and paleoclimatic significance of carbonate sand dunes deposited on the California Channel Islands during the last glacial period. In: Damiani, A., Garceon, D.K. (Eds.), *Proceedings of Seventh California Islands Symposium. Institute for Wildlife Studies, Arcata, CA*, pp. 3–14.
- Nagatsuka, U., Maejima, S., 2002. Dating of soils on the raised coral reef terraces of Kikai island (Japan). In: Papers of 17th conference of WCSS, 14–21 August, Thailand. <https://doi.org/10.4116/jaqua.40.137>.
- Panos, V., and Steel, O., 1968. *Carsos de Cuba (Serie Espeleológica, 2)*, Academia de Ciencias de Cuba, Instituto de Geografía, pp. 47.
- Perry, E.C., Paytan, A., Pedersen, B., Velázquez-Oliman, G., 2009. Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: Constraints on stratigraphy and hydrogeology. *J. Hydrol.* 367, 27–40. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.026>.
- Pourret, O., Davranche, M., Gruau, G., Dia, A., 2007. Competition between humic acid and carbonates for rare earth elements complexation. *J. Colloid Interface Sci.* 305, 25. <https://doi.org/10.1016/j.jcis.2006.09.020>.
- Pustovoytov, K., Schmidt, K., Parzinger, H., 2007a. b. Radiocarbon dating of thin pedogenic carbonate laminae from Holocene archaeological sites. *The Holocene* 17, 835–843.
- Pustovoytov, K., Schmidt, K., Taubald, H., 2007b. a. Evidence for Holocene environmental changes in the northern Fertile Crescent provided by pedogenic carbonate coatings. *Quat. Res.* 67, 315–327. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.002>.
- Quiñones, H., 1975. Soil study area 4 Intrazonal soils of northern Yucatan Peninsula. In: de Pablo, L. (Ed.), *Guidebook FT-4, International Clay Conference. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México*, pp. 70–93.
- Quiñones, H., Allende, R., 1974. Formation of the lithified carapace of calcareous nature which covers most of the Yucatan peninsula and its relation to the soils of the region. *Tropical Agronomy* 51, 94–107.
- Rabenhorst, M.C., Wilding, L.P., 1986. Pedogenesis on the Edwards Plateau, Texas. III. A new model for the formation of petrocalcic horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 693–699. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.0361599500500030029x>.
- Reeder, R.J., ed. 1983. *Carbonates: Mineralogy and Chemistry, Reviews in Mineralogy, Vol. 11*, Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 499.
- Reeves, C.C., 1970. Origin, classification and geological history of caliche on the southern High Plains, Texas and Eastern New Mexico. *J. Geol.* 78, 352–362. <https://doi.org/10.1086/627521>.
- Rohling, E.J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Hemleben, C., Kucera, M., 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles Earth Planet. Sci. Lett. 291, 97–105. <https://doi.org/10.1038/geo557>.
- Rohling, E.J., Braun, K., Grant, K., Kucera, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Trommer, G., 2010. Comparison between Holocene and Marine Isotope Stage-11 sea-level histories. *Earth Planet. Sci. Lett.* 291 (1–4), 97–110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.054>.
- Rossinsky, V., Swart, P.K., 1993. Influence of climates on the formation and isotopic composition of calcretes. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), *Climate change in continental Isotopic Records, vol. 78. Geophysical Monograph*, pp. 67–75. <https://doi.org/10.1029/GM078p0067>.
- Sanborn, R.K., 1991. *Petrography and Geochemistry of Calcrete Profile from the Northwestern Coast of the Yucatan Peninsula, Chuburna, Yucatan, Mexico*. Master of Science Thesis. Department of Geology, Northern Illinois University, Illinois, pp. 209.
- Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E.-K., Esat, T.M., McCulloch, 2004. Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados implications for paleo sea-level changes in the Caribbean. *Quat. Int.* 120, 41–50. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.005>.
- Schinle, I., 1991. *Kaldynamik in den bodengesellschaften der halbinsel Yucatan (Mexiko)*. Doctoral thesis. Stuttgart University, Germany.
- Servicio Geológico Mexicano, 2007. *Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2000000*. Sexta edición. Secretaría de Economía. Subsecretaría de Minería. Pachuca, México.
- Shaw, C.E., 2016. Late Pleistocene Bays and Reefs: Ancestors to the Modern Caribbean Coast, Yucatán Peninsula, Mexico. *J. Coastal Res.* 32 (2), 280–285. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00083.1>.
- Socki, R.A., Gibson, E.K., Perry, E.C., Galindo, C., Golden, D. C., Ming, D. W., McKay, G. A., 2004. Stable isotope composition of carbonates formed in low-temperature terrestrial environments as Martian analogs. *Proceedings of Lunar and Planetary Science XXXV*.
- Sofer, Z., 1980. Preparation of carbon dioxide for stable carbon isotope analysis of petroleum fractions. *Anal. Chem.* 52, 1389–1391. <https://doi.org/10.1021/ac50058a063>.
- Spaw, R.H. 1978. Late Pleistocene Carbonate Bank Deposition: Cozumel Island, Quintana Roo, Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, Vol. 28, pp. 601–619. <https://doi.org/10.1306%2FA1ADD9AA-ODFE-11D7-8641000102C1865D>.
- St Arnaud, R.J., Herbillon, A.J., 1973. Occurrence and genesis of secondary magnesium-bearing calcites in soils. *Geoderma* 9, 279–298. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(73\)90029-3](https://doi.org/10.1016/0016-7061(73)90029-3).
- Sučý, V., 2002. The “white beds” - a fossil calcrete of the barrandian area: Its origin and paleoenvironmental significance. *J. Czech Geol. Soc.* 47, 45–54.
- Swei, G.H., Tucker, M.E., 2012. Impact of diagenesis on reservoir quality in ramp carbonates: Gialo formation (Middle Eocene), Sirt Basin, Libya. *J. Pet. Geol.* 35, 25–48. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2012.00517.x>.
- Szabo, B.J., Ward, W.C., Weidie, A.E., Brady, M.J., 1978. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. *Geology* 6 (12), 713–775. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1978\)6%3C713:AAMOTL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1978)6%3C713:AAMOTL%3E2.0.CO;2).
- Verrecchia, E.P., Freyret, P., Verrecchia, K.E., Dumont, J.-L., 1995. Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO<sub>3</sub> precipitation as a major contributor to crust formation. *J. Sediment. Res.* 65.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deepwater temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.* 21, 295–305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9).
- Ward, W.C., 1985. *Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula*. In: Ward, W.C., Weidie, A.E., Back, W. (Eds.), *Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of Northeastern Yucatan*. New Orleans Geological Society, pp. 23–91.
- Ward, W.C., 1997. *Geology of coastal islands, north eastern Yucatan Peninsula*. In: Vacher, H.L., Quinn, L. (Eds.), *Geology and hydrogeology of carbonate islands. Developments in Sedimentology*. Elsevier Science B.V. Publishers, pp. 275–298.
- Ward, W.C., Brady, M.J., 1979. *Strandline Sedimentation of Carbonate Grainstones, Upper Pleistocene, Yucatan Peninsula, Mexico: Geolgy Notes*. AAPG Bull. 63, 362–369.
- Ward, W.C., 1975. Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of the northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. In: Wantlands, K.F., and Pusey, W.C., (Eds.) *Belize Shelf-Carbonate Sediments, Clastic Sediments, Ecology*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies Geol., vol. 2., pp. 500–571.
- Ward, W.C., 2003. Salt Water Intrusion and Coastal Aquifer Conference (SWICA) Field Trip to the Caribbean Coast of the Yucatan Peninsula (April): 13–22.
- Warren, J.K., 1983. Pedogenic calcrete in Quaternary calcareous dunes in coastal Southern Australia. *J. Sedimentary Atrol.* 53, 787–796. <https://doi.org/10.1306/212F82BF-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Watts, N.L., 1978. Displacive calcite: Evidence from recent and ancient calcretes. *Geology* 6, 699–703. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1978\)6%3C699:DCEFRA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1978)6%3C699:DCEFRA%3E2.0.CO;2).
- Watts, N.L., 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology* 27, 661–686. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01654.x>.
- Weidie, A., 1985. Part I Geology of Yucatan Platform. In: Ward, Wilson; Weidie et al. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula*. New Orleans Geological Society. New Orleans, pp. 1–19.
- West, L.T., Drees, L.R., Wilding, L.P., Rabenhorst, M.C., 1988. Differentiation of pedogenic and lithogenic carbonate forms in Texas. *Geoderma* 43 (2–3), 271–287. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(88\)90047-X](https://doi.org/10.1016/0016-7061(88)90047-X).
- Wright, V.P., 1989. Terrestrial stromatolites: a review. *Sediment. Geol.* 65, 1–13. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(89\)90002-X](https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90002-X).
- Wright, V.P., 1990. A micromorphological class of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. *Development of soil science*, Elsevier, Amsterdam, pp. 401–407. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)70354-4](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)70354-4).
- Wright, V.P., 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth Sci. Rev.* 35, 367–395. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90002-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90002-7).
- Wright, V.P., Marriott, S.B., 1996. A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to Old Red Sandstone of Britain. *Q. J. Geol. Soc. London* 153, 907–913. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0907>.
- Wright, V.P., Tucker, M.E., 1991. Calcretes: an introduction. In: Wright, V.P., Tucker, M.E. (Eds.), *Calcretes*, IAS Reprint Series. Blackwell Scientific Publication, Oxford, pp. 1–22.
- Wright, V.P., Platt, N.H., Marriott, S.B., Beck, V.H., 1995. A classification of rhizogenic (rootformed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Carboniferous of Spain and Upper Cretaceous of southern France. *Sediment. Geol.* 100, 143–158. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00105-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00105-0).
- Wright, V.P., Beck, V.H., Sanz-Montero, M.E., Verrecchia, E.P., Freyret, P., Verrecchia, K.E., Dumont, J.-L., 1996. Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO<sub>3</sub> precipitation as a major contributor to crust formation; discussion and reply. *J. Sediment. Res.* 66, 1040–1044.
- Yan, X.P., Kerrich, R., Hendry, M.J., 1999. Sequential leachates of multiple grain size fractions from a clay-rich till, Saskatchewan, Canada: implications for controls on the rare earth element geochemistry of porewaters in an aquitard. *Chem. Geol.* 158 (1–2), 53–79. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00011-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00011-X).
- Yijian, C., Arakel, A.V., Jinfen, L., 1989. Investigation of sensitive signals due to gamma-ray irradiation of chemical precipitates. A feasibility study for ESR dating of gypsum, phosphate and calcrete deposits. *Int. J. Radiat. Appl. Instrum. Part A* 40 (10–12), 1163–1170. [https://doi.org/10.1016/0883-2889\(89\)90058-0](https://doi.org/10.1016/0883-2889(89)90058-0).
- Zamanian, Kuzuyakov, K., Pustovoytov, Y., 2016. Pedogenic carbonates: forms and formation processes. *Earth-Sci. Rev.* 157, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.003>.