



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
GEOLOGÍA

CUEVAS DE FLANCO DE MARGEN DE LA ISLA DE COZUMEL COMO INDICADORES DE CAMBIOS EUSTÁTICOS

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
HUGO ENRIQUE SALGADO GARRIDO

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

MIEMBROS DEL JURADO EXAMINADOR
Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo Instituto de Geología, UNAM.
Dr. Fernando Núñez Useche Instituto de Geología, UNAM.
Dr. Jaime Urrutía Fucugauchi Instituto de Geofísica, UNAM.
Dr. Ramón Espinasa Pereña

Ciudad Universitaria, CDMX, Octubre 2023



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.

CÓDIGO DE ÉTICA

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado 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, consisting of stylized initials 'H' and 'E' followed by a flourish.

Hugo Enrique Salgado Garrido

AGRADECIMIENTOS

Al Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme la oportunidad de formarme profesionalmente y abrirme sus puertas.

Al Dr. Rafael López Martínez, por brindarme la oportunidad de trabajar en lo que más nos apasiona que es el karst y sus procesos; además de compartir grandes momentos dentro y fuera del laboratorio, así como en las cuevas. Gracias por brindarme la oportunidad de pertenecer al Laboratorio de Carbonatos y Procesos Kársticos de la UNAM y al Proyecto Karstológico Nacional.

A la Dra. Raquel Daza y el Dr. Ramón Espinasa gracias por formar parte del Comité Tutor, por los consejos, comentarios y su apoyo durante el desarrollo del trabajo de tesis.

Al CONACyT por la beca otorgada 549949 para el desarrollo del proyecto doctoral.

A los proyectos DGAPA PAPIIT IN 113020 y IN 103617 por los recursos otorgados para el desarrollo de la investigación.

A la beca por parte de National Geographic W 41815.

A la Dra Elizabeth Solleiro por su contribución al trabajo de investigación, sus revisiones como parte del jurado; además de su apoyo personal y el de su Laboratorio de Paleosuelos.

Al Dr. Fernando Núñez Useche por su participación como jurado y sus valiosas aportaciones.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por su interés en el proyecto de investigación y su participación en el jurado revisor.

Al M. en C. Jaime Díaz por su apoyo en el trabajo de campo y en el trabajo en el taller de laminación.

Al Dr. Oscar Escolero por aceptar ser parte del jurado revisor de tesis, y aunque ya no pudo revisar el trabajo, siempre se interesó en el karst de la Península de Yucatán y en brindarme un buen consejo.

A María Luisa Reyes por su apoyo en todos los trámites académicos y cualquier situación administrativa que saliera.

Al Dr. Luis Mejía Ortiz de la Universidad de Quintana Roo, Campus Cozumel, por su apoyo en campo y las discusiones del proyecto.

Al C. Peter Sprouse por compartirme la información de las cuevas del Estado de Quintana Roo.

A Germán Yañez por su invaluable apoyo en campo e información sobre las cuevas de Cozumel, así como su amistad.

De manera especial agradezco al Dr. Rafael López que además de ser mi director de tesis, me ha brindado su amistad y apoyo incondicional.

Así mismo un agradecimiento especial al Maestro Salvador Trejo, por su amistad, por las tantas horas de discusiones del karst de Cozumel y por ser un compañero de aventuras.

A Rafael López Martínez (Rafín), por su amistad y apoyo.

A mis amigos y maestros de exploración en espeleología, que con ellos y gracias a ellos conocí el mundo del karst.

A mi familia y amigos que siempre me han apoyado en todo; mi eterna gratitud para cada uno de ustedes.

A mi madre y padre que siempre alentaron mi pasión por este mundo subterráneo. A mi hermana, que ha aguantado mis ausencias por estar explorando.

A Angy que ha recorrido este camino a mi lado.

Contenido

| | |
|---|----|
| Resumen..... | 1 |
| Abstract | 3 |
| Capítulo 1. Introducción..... | 5 |
| 1.1. Planteamiento del problema | 8 |
| 1.2. Justificación | 8 |
| 1.3. Hipótesis..... | 9 |
| 1.4. Objetivos | 9 |
| Capítulo 2. Contexto geológico de la Península de Yucatán | 10 |
| 2.1. Geología Regional de la Península de Yucatán..... | 10 |
| 2.1.1. Formación Icaiché | 13 |
| 2.1.2. Formación Chichén Itzá | 13 |
| 2.1.3. Formación Carrillo Puerto | 14 |
| 2.1.4. Depósitos Cuaternarios no formalizados | 15 |
| 2.2. Estructuras tectónicas identificables de la Península de Yucatán | 16 |
| 2.3. Isla de Cozumel | 18 |
| Capítulo 3. Sistema kárstico | 21 |
| 3.1. Karst clásico epigenético | 23 |
| 3.1.1. Espeleogénesis epigenética..... | 23 |
| 3.2. Química de las aguas kársticas | 24 |
| 3.2.1. Disolución de la caliza | 25 |
| 3.3. Espeleogénesis hipogenética | 26 |
| 3.3.1. Patrones y morfologías de cuevas hipogenéticas | 27 |
| 3.4. Karst Costero | 30 |
| 3.4.1. Cuencas costeras kársticas | 31 |
| 3.4.2. Karst eogenético..... | 31 |
| 3.4.3. Karst singenético | 33 |
| 3.5. Lente de agua dulce | 34 |
| 3.5.1. Zona de Mezcla | 35 |
| 3.5.2. Disolución de la calcita en ambientes costeros | 35 |
| 3.6. Modelo de islas costeras kársticas | 37 |
| 3.7. Espeleogénesis de flanco de margen | 38 |
| 3.7.1. Banana Holes..... | 40 |

| | |
|---|----|
| Capítulo 4. Metodología..... | 42 |
| 4.1 Levantamiento de secciones y obtención de muestras | 42 |
| 4.2 Análisis petrográfico..... | 42 |
| 4.3 Análisis cartográfico | 43 |
| 4.3.1 Mapa de facies | 43 |
| 4.3.2 Mapa de terrazas..... | 43 |
| 4.3.3 Mapa de paleoárea de captación de la isla de Cozumel | 44 |
| 4.4 Cartografía y morfología de cuevas | 44 |
| 4.5. Análisis morfométricos de las cuevas de flanco de margen | 45 |
| 4.6 Clasificación morfológica de estructuras meso kársticas..... | 46 |
| Capítulo 5. Resultados..... | 47 |
| 5.1. Análisis de facies y asociación de facies..... | 47 |
| 5.1.1 Calizas bien consolidadas | 48 |
| 5.1.2 Calcarenitas pobremente cementadas | 52 |
| 5.1.3 Superficies de exposición (Caliches)..... | 57 |
| 5.2 Análisis cartográfico | 59 |
| 5.2.1 Mapa de facies y terrazas..... | 59 |
| 5.3.2 Mapa de paleoárea de captación..... | 61 |
| 5.4 Morfologías de cuevas de flanco de margen en la isla de Cozumel | 64 |
| 5.4.1. Cenotes-Cuevas de flanco de margen..... | 70 |
| 5.4.2. Cuevas de Flanco de Margen | 70 |
| 5.5 Análisis morfométricos de las cuevas de flanco de margen | 74 |
| 5.6 Morfologías mesokársticas costeras en la isla de Cozumel | 77 |
| 5.6.1. Acantilados costeros | 77 |
| 5.6.2. Tafonis | 78 |
| 5.6.3. Cuevas Marinas | 78 |
| 5.6.4. Caleta..... | 79 |
| 5.6.5. Bancos de karren y biokarst | 80 |
| 5.6.6. Tubos de disolución..... | 81 |
| 5.6.7. Depresiones cerradas kársticas..... | 82 |
| Capítulo 6. Discusión | 87 |
| 6.1. Interpretación del registro estratigráfico..... | 87 |
| 6.1.1. Marco cronoestratigráfico | 87 |

| | |
|--|-----|
| 6.1.2. Topografía kárstica preexistente..... | 88 |
| 6.1.3. Distribución de facies tipo atolón en el último nivel alto del mar MIS 5e | 90 |
| 6.1.4. Comparación con otras plataformas carbonatadas aisladas | 95 |
| 6.1.5. Correlación con plataformas carbonatadas del Caribe | 96 |
| 6.2. Interpretación de las Cuevas de Flanco de Margen..... | 99 |
| 6.2.1 Espeleogénesis de flanco de margen | 100 |
| 6.2.2. Cuevas de flanco de margen clásicas y sobreimpresas..... | 101 |
| 6.2.3. Cuevas de flanco de margen de las antiguas crestas de playa | 102 |
| 6.2.4. Importancia de la huella areal de las cuevas de flanco de margen de Cozumel | 107 |
| 6.3. Modelo evolutivo de la isla de Cozumel | 109 |
| 6.3.1. Etapa 1. Arrecife central, Pleistoceno Temprano-Medio..... | 109 |
| 6.3.2. Etapa 2. Morfología similar a un atolón, Pleistoceno Tardío | 109 |
| 6.3.3. Etapa 3. Isla baja, desde el Pleistoceno Tardío hasta la actualidad | 110 |
| 6.4. Zonación kárstica de la Isla de Cozumel..... | 112 |
| 6.4.1. Zona 1..... | 113 |
| 6.4.2. Zona 2..... | 115 |
| 6.4.3. Zona 3..... | 115 |
| 6.4.4. Zona 4..... | 116 |
| Capítulo 7. Conclusiones | 118 |
| 7.1. Conclusiones..... | 118 |
| 7.2. Investigaciones a futuro | 122 |
| Referencias..... | 123 |
| Datos suplementarios. Listado de entradas de cuevas en la Isla de Cozumel. | 140 |

Índice de figuras

| | |
|--|----|
| Figura 1. Ubicación geográfica de la Península de Yucatán e isla de Cozumel. Dentro de la isla de Cozumel son localizadas las diferentes cuevas identificadas en la isla..... | 10 |
| Figura 2. Columna estratigráfica generalizada de la Península de Yucatán..... | 12 |
| Figura 3. Principales estructuras tectónicas en la Península de Yucatán. Adaptada de Rosencrantz, (1990) y Monroy-Ríos (2020). | 18 |
| Figura 4. Columna estratigráfica del Cuaternario Tardío, mostrando la relación entre los depósitos carbonatados de la costa este de la Península de Yucatán y los bancos carbonatados. Modificado de Ward (1997) y Salgado-Garrido et al. (2022). | 20 |
| Figura 5. Distribución de las regiones con rocas carbonatadas y evaporíticas, propensas a la karstificación al rededor del mundo. Modificado de Goldscheider et al. (2020). | 21 |
| Figura 6. Sistema kárstico. Se muestra la división en las zonas de erosión y depositación en función de la procedencia de los fluidos partícipes en la disolución. Tomado de Ford y Williams (2007).... | 22 |
| Figura 7. Espeleogénesis epigenética. Se muestra el desarrollo de conductos en la zona vadosa y la zona freática, los cuales de manera general son reconocidos a través de morfologías encañonadas y morfologías lenticulares, respectivamente (Audra y Palmer, 2015)..... | 24 |
| Figura 8. Patrones de cuevas hipogenéticas y epigenéticas, asociados a su fuente de recarga y la porosidad dominante (Ford y Williams, 2007)..... | 28 |
| Figura 9. Características morfológicas de los pasajes hipogenéticos. Tomado de Klimchouck (2009). | 30 |
| Figura 10. Cuenca costera kárstica. Las morfologías y características proveen espacio de acomodo y ambientes únicos. Estos ambientes cambian durante las oscilaciones del nivel del mar, dejando evidencias del ambiente tal es el caso de condiciones vadosas, litorales, anquialinas y submarinas, las palabras con color verde representan indicadores del nivel del mar, palabras en azul la hidrografía submarina y sus flujos, las palabras en negro indican los procesos sedimentarios comunes (Van Hengstum et al., 2011; 2015). | 31 |
| Figura 11. Evolución de las rocas carbonatadas y conductividad hidráulica (k) con base en la porosidad y permeabilidad respecto a su enterramiento profundo (Tomado de Vacher y Mylroie, 2002). | 33 |
| Figura 12. Evolución diagenética de las rocas carbonatadas. En el diagrama se presenta la proporción relativa de formación de cuevas en dichos ambientes, además del desarrollo de estructuras kársticas relacionadas al propio ambiente diagenético (Grimes, 2009)..... | 34 |
| Figura 13. Equilibrio de la curva de Ca^{2+} contra la concentración de Pco_2 Ambas soluciones Ca y Cb están en equilibrio con respecto a la calcita, sin embargo, la mezcla produce la solución C_{mix} la cual se encuentra subsaturada (Gabrovsek y Dreybrodt, 2010)..... | 36 |
| Figura 14.-. Modelo kárstico de islas carbonatadas. Tomado de Mylroie (2013)..... | 38 |
| Figura 15. Espeleogénesis de las cuevas de flanco de margen, modificado de Mylroie y Carew (1990). | 40 |
| Figura 16. Modelo genético de los “banana holes” en Bahamas. Tomado de Mylroie y Mylroie (2017). | 41 |
| Figura 17. Ubicación de las secciones estratigráficas alrededor de la isla. . 1.- Jabalí. 2.- Centro. 3.- Paradise, 4.- Aerolito. 5.- Cedral. 6.- Chempita. 7.- Nohooch cueva. 8.- Dos Paredes. 9.- Cantera Payo. 10.- Rastas. 11.- Coconuts. 12.- Cantera Transversal. Las coloraciones en verde oscuro | |

| | |
|--|----|
| representan las zonas dentro de la isla con mayor altitud. Las líneas que se encuentran por delante de la línea de costa representan curvas batimétricas..... | 47 |
| Figura 18. Secciones estratigráficas y asociaciones de facies alrededor de la isla de Cozumel. Los caliches 1 y 2 se utilizan como superficies de correlación. | 48 |
| Figura 19. Secciones estratigráficas representativas de la isla de Cozumel. Secciones y muestras compuestas por estratos calcáreos bien consolidados que están cubiertos por calcarenitas friables. a) Payo es la sección más grande, con el desarrollo de tres caliches (Cal-1, 1.1, y 2); por encima de Cal-1.1 (flecha roja) las facies de calcarenita presentan un somerización. b) Chempita se encuentra dentro de la dolina del cenote Chempita, presentando caliza masiva y tres caliches (Cal-0, 1, y 2); Cal-0 (flecha roja) es un hallazgo sorprendente por debajo del Cal-1. c) Cantera transversal, se observan los caliches Cal-1 y 2. Las estructuras paleokársticas como las bolsas kársticas (Pk) (flecha roja) están rellenas de calcarenitas. d) Dos paredes, muestran un paleosuelo de color rojo pardo (Ps). e) Brecha, muestran brechas de colapso (Bre). f) Coral in situ, en el fondo de la sección del Payo..... | 49 |
| Figura 20, Asociación de facies (FAs) 0 y 1. FAs-0 es el primer registro de arrecife de margen de plataforma FZ-5. a) Coral alterado diagenéticamente, el aragonito es reemplazado por calcita en bloque. b) Contacto entre la roca huesped compuesta de coral (Cor) y el Caliche 0 (Cal). FAs-1 y segundo registro de margen de plataforma arrecifal FZ-5. c) Packstone-wackestone de bioclastos, moluscos (M) y Halimeda (Hal), sección Chempita. d) Framestone de coral (Cor), sección Payo. e) Packstone de bioclastos y peloides, altamente micritizado con presencia de foraminíferos bentónicos (F), sección Payo. f) Framestone de un alga roja coralina micritizada (Ral), sección Payo. g) Wackestone a packstone de bioclastos y peloides, altamente micritizado con presencia de algunas conchas de gasterópodos (G), sección Transversal de Cantera. Todas las fotomicrografías son con luz polarizada plana (L.P.P.). | 51 |
| Figura 21. Características representativas de las secciones con calcarenitas pobremente cementadas de la FAs-2A. a) Estratificación paralela a bajo ángulo, sección Coconuts. b) Guijarros negros (flechas rojas) por encima del caliche 1, dentro de las calcarenitas, sección Transversal Cantera. c) Rizoconcreciones, sección Rastas. d) Cueva del Murciélago, desarrollo de macroporosidad por debajo de Cal-2. e) Icnofósiles en las calcarenitas (flechas rojas) cerca de la sección Jabalí..... | 53 |
| Figura 22. Asociación de facies 2A. rasgos de microfacies. Margen de la plataforma FZ-6. a) grainstone bien clasificado y redondeado de peloides (P) y bioclastos micritizados (B.C.) (P.P.L.), sección Payo. b) Grainstone-rudstone de bioclastos Halimeda (Hal), gasterópodos (G) y peloides (P), sección Cantera Transversal. c) Grainstone de peloides (P) y bioclastos (B.C.) con selección moderada y mal redondeada (P.P.L.), sección Rastas. d) Dos generaciones de cemento, circungranular (C.G.) y Druso (Dru), sobre concha de gasterópodo (G) (C.P.L.), sección Chempita. e) Cemento menisco (Me) (C.P.L.), sección Payo. Las fotomicrografías son con luz polarizada plana (P.P.L.) o luz polarizada cruzada (C.P.L.)..... | 54 |
| Figura 23. Calcarenitas pobremente cementadas, características representativas de las asociaciones de facies FAs-2B y 2C. FAs -2B Interior de plataforma marina abierta FZ-7. a) La sección Cedral se encuentra en el interior de la dolina, mostrando una estratificación paralela y de bajo ángulo. b) Estratificación tipo herringbone (Herr) en el fondo de la sección Centro. c) Grainstone de lumps o granos agregados (L) con peloides micritizados, sección Paradise. d) Grainstone de peloides (P) y ooides (O) con presencia de foraminíferos bentónicos, miliolidos, | |

| | |
|---|----|
| (P.P.L.), sección Cedral. FAs -2C. Interior de plataforma restringida FZ- 8. e) Muestra Nohoch Hool, se encuentra dentro de la dolina de una cueva del mismo nombre. f) Packstone-wackestone de bioclastos y peloides y matriz micrítica (Mm) con presencia de Halimeda sp. y foraminíferos bentónicos, Sorotidos (Sor). Sección de Chempita. g, h) Packstone-wackestone de bioclastos y peloides con matriz micrítica (Mm) con presencia de gasterópodo (G). Sección de Chempita. Todas las fotomicrografías son con luz polarizada plana (P.P.L.) | 56 |
| Figura 24. Características de los caliches. a) Caliche 0 (Cal-0) con fábrica beta micrítica, estructuras septales alveolares intercaladas entre láminas micríticas (ASm.) b) Caliche 1 (Cal-1) con fábrica beta micrítica, estructuras septales alveolares intercaladas entre láminas micríticas (ASm), sección Chempita. c) Caliche 1 (Cal-1) con fábrica beta micrítica o textura boundstone, sección Cantera Transversal. d) Caliche 1.1 (Cal-1.1) calcreta compacta con matriz micrítica y arcilla rojiza, sección Payo. e) Caliche Intermedio (Cal-Int) este caliche muestra un grainstone bioclástico, compuesto por bioclastos (BC), foraminíferos (For) y algas rojas (Rad). f) Caliche 2 (Cal-2) calcreta con textura nodular (Nod) y pisoides pedogenéticos (PP), matriz micrítica y arcilla rojiza, sección Cantera Transversal. Fotomicrografías son con luz polarizada plana (L.P.P.) | 58 |
| Figura 25. Mapa de distribución de terrazas. a) Mapa de terrazas de la isla de Cozumel vinculado a las zonas de facies y rasgos geomorfológicos. b) Perfil A-A' asociado a las terrazas actuales. c) Antiguos cayos aislados (flecha roja) a lo largo de la costa noreste. d) Interpretación de isla de arena, correspondiente a FAs-2A (en amarillo) o Terraza II, desarrollando condiciones de laguna protegida en el lado de sotavento (en verde), esta unidad presenta dos escalones correspondientes a 6 y 5 msnm dentro de la Terraza II. Además, la terraza II esta disectada por canales de marea (CM) que transportan sedimentos a sotavento. Imágenes HRDEM para observar las estructuras (e-f). e) Misma región que en el recuadro anterior d), mostrando una antigua progradación de las crestas de playa (línea roja de puntos), desarrolladas a sotavento de la unidad, llamada antigua islas arenosas estrechas, dichas crestas de playa, se mezclan con la Terraza II. f) Progradación de la cresta de la playa en el flanco del antiguo Cayo Central y desarrollo de bancos de arena (línea roja de puntos)..... | 59 |
| Figura 26. Zona de captación de la isla de Cozumel. A) La primera zona de captación hipotética corresponde al antiguo cayo central y las islas de franja estrecha durante la morfología de atolón. B) La segunda zona de captación hipotética corresponde al antiguo cayo central y las islas de franja estrecha más el relleno de la laguna. C) Zona de captación actual, con tres terrazas. Los rombos representan las entradas de la FMC y el color el tamaño de las cuevas. | 62 |
| Figura 27. Mapa de terrazas y características de la isla de Cozumel. A. Mapa general de terrazas con las entradas de las FMCs; los diamantes de color y de diferentes tamaños representan la huella areal de las cuevas. Las FMC grandes (diamante rojo), las FMC medianas (diamante naranja) y las FMC pequeñas (diamante azul), mientras que X, Y y Z corresponden a los perfiles topográficos. Los mapas B y C de la derecha corresponden al MDE (INEGI, 2021a) para visualizar algunos rasgos geomorfológicos. B. Zona de San Gervasio, las FMC se presentan en los flancos de la terraza III y entre la antigua progradación de la cresta de la playa. C. Corresponde a la zona de Buenavista (hacia el este), las entradas de los FMCs son similares sobre la antigua progradación de la cresta de la playa en la terraza III. Hacia el oeste se localiza el área de Cedral que se desarrolla en la terraza II también sobre antiguas crestas de playa..... | 64 |
| Figura 28. Perfiles topográficos y posición de las FMCs en la isla de Cozumel. desde el mapa general de terrazas de la Figura 2A. El perfil X-X' va del área de Cedral a la Cantera Transversal, Y-Y' | |

| | |
|--|----|
| del área de Cedral al área de Buenavista, y Z-Z' del área de Cedral al área de San Gervasio. El óvalo negro corresponde a los FMC. El tamaño del óvalo lateral indica la huella areal de la cueva y el tamaño vertical corresponde al alcance, los cenotes Chenchón y Chempita alcanzan el nivel freático, llegando a -60 mdnm. | 65 |
| Figura 29. Cuevas de flanco de margen asociadas al antiguo cayo central. (A-D) Cenotes de la FMC con porción subaérea con forma de cámaras globulares por encima del nivel freático. (A-B) Cenote Chempita. (C-D) Cenote Chenchón. (B-D) Las líneas de guiones amarillos definen el límite superior de las cámaras y las morfologías subhorizontales de las cámaras; además los pequeños círculos con líneas de guiones rojos señalan las pequeñas cámaras globulares adyacentes. (E-G) FMC clásica, Cueva Nohoch Hool. (E) topografía. (F) sección transversal de la cámara, línea de puntos. (G) cámara freática, línea de puntos. En todas las topografías de la cueva, el perfil está dentro de la roca huésped. | 71 |
| Figura 30. Cuevas de flanco de margen asociadas a las antiguas morfologías de cresta de playa. A-C) Topografías de cuevas con el perfil estratigráfico. D-I) Morfologías de cuevas y diversos pilares residuales. D) Cueva de la Escondida, zona del Cedral, con amplios pilares residuales. E-F) Entrada de la cueva de Buena Vista y vastos pilares residuales y techos planos. G) Cueva de Ferchango, zona de Cedral. H) Cueva transversal de Cantera, zona norte. I) Cueva de Murciélagos BH, zona norte. Las líneas de guiones rojas debajo del suelo actual marcan el caliche-2, también la cueva de Cantera Transversal muestra el caliche-1 debajo del FMC. Además, en la cueva de Cantera Transversal, la línea amarilla de guiones representa la morfología freática con un pilar intermedio. | 73 |
| Figura 31. Acantilado al este de la isla de Cozumel. Desarrollados en los bancos aislados compuestos de arenas carbonatadas, generalmente presentan una gran cantidad de rizoconcreciones; en la base del acantilado bloques con diferentes tamaños y volúmenes se localizan frecuentemente. Además, sobre estos acantilados se desarrollan estructuras por erosión eólica como tafonis. | 78 |
| Figura 32. Cuevas costeras. a) cueva costera al este de la isla, actualmente en desarrollo. b) Cueva costera antigua, desarrollada sobre las antiguas islas estrechas, en la sección Payo. | 79 |
| Figura 33. Caleta al oeste de la isla de Cozumel, se localiza en la dirección del flujo de agua proveniente del cenote Aerolito. | 80 |
| Figura 34. Bancos de karren a) bajo la influencia directa de la zona inermareal y el splash. b) bajo la influencia de marea alta y los aerosoles (spray). | 81 |
| Figura 35. Tubo de disolución asociado a pequeños pits. | 82 |
| Figura 36. Cenote Chempita. A la izquierda cámara globular por encima del lente de agua dulce y a la derecha la topografía de planta de la cueva. | 84 |
| Figura 37. Cenotes con gran desarrollo horizontal al oeste de la isla. En la imagen superior se ve la entrada del cenote aerolito y en la parte inferior la topografía de las cuevas sistema la Quebrada y Cenote aerolito. Imagen de las topografías de las cuevas tomadas de Calderón-Gutiérrez et al. (2018). | 86 |
| Figura 38. Cenotes someros. | 86 |
| Figura 39. Correlación de unidades litológicas de la isla de Cozumel con ambientes carbonatados adyacentes (Salgado-Garrido et al., 2022). | 98 |
| Figura 40. Modelo espeleogenético de las FMCs en la isla de Cozumel. A) Establecimiento de una morfología tipo atolón con cayo central (terrazza III) y lente de agua dulce en cada una de las islas. | |

Comienza la formación de FMC clásicas e híbridas, alcanzando una altura máxima de 6 msnm durante el último nivel del mar MIS 5e. B) Aumento del tamaño de las islas por redistribución de los sedimentos y desarrollo de los banana holes en entornos de strandplains como la zona de Buenavista o en los flancos de sotavento de las islas de franja estrecha. C) El tamaño de la isla aumenta y se produce una antigua progradación de la llanura costera (área de Cedral), para formar una sola isla (terrace II y III), permitiendo el desarrollo de los banana holes de Cozumel en la terraza II, probablemente durante las condiciones de estabilidad durante el pico del MIS5e. D) Isla actual de Cozumel con FMCs en el núcleo de la isla. Perfil topográfico de Y-Y' en la figura 3. Posición relativa del nivel del mar (PNM). 106

Figura 41. Modelo de evolución sedimentaria de la isla de Cozumel desde el Pleistoceno Medio hasta el presente. El modelo se correlaciona con los cambios en el nivel del mar, los estadios isotópicos marinos (MIS) (Lisiecki y Raymo, 2005) y la interpretación de la plataforma carbonatada-siliciclástica de Belice (Gischler et al., 2010). La etapa 1 corresponde a FAs-0 y 1. En esta época hubo un núcleo de crecimiento arrecifal durante un aumento del nivel del mar (Cor-0) seguido de un descenso del nivel del mar (Cal-0). Un nuevo aumento del nivel del mar se desarrolla sobre el antiguo arrecife (Cor-1). La FAs-1, culmina con la capa Caliche 1, relacionada al descenso del nivel del mar del MIS 6. La etapa 1 corresponde a la antigua topografía kárstica. La etapa 2, FAs-2 (A, B, C), se desarrolló a lo largo del MIS 5e, durante la subida del nivel del mar. El final de esta etapa comienza con la exposición subaérea y la alteración diagenética por el descenso del nivel del mar después del MIS 5e, identificada con el Caliche 2. Etapa 3 establecimiento de una isla de baja altura desde el descenso posterior al MIS 5e hasta el presente. FAs: Asociación de facies; Cor: coral; Cal: caliche. La edad de 121 ky* es de Spaw, 1978. 111

Figura 42. Zonación kárstica en la Isla de Cozumel. En la parte de arriba se encuentra un perfil altimétrico O-E de la isla de Cozumel. En la parte de debajo de la figura se ubica la proporción relativa de las morfologías kársticas asociadas a una zona en particular. A la derecha se sugiere la temporalidad en la cual estas morfologías pudieron formarse e incluso algunas siguen en formación como las cuevas multifásicas o los procesos a la zona de mezcla actual. 117

Índice de tablas

| | |
|--|----|
| Tabla 1. Áreas de captación de la isla de Cozumel. Se refiere a las áreas sobre el nivel del mar. La primera isla hipotética corresponde a la isla de Cozumel cuando el nivel del mar alcanza el máximo durante el último nivel del mar alto MIS 5e en morfología de atolón con antiguo cayo central (Salgado-Garrido et al., 2022) a 6 msnm de la posición actual del nivel del mar (Blanchon et al., 2009). La segunda isla hipotética corresponde a la forma de isla si la morfología tipo atolón (isla hipotética 1) más la terraza II estuvieran expuestas. *La isla circular hipotética es el tamaño umbral para formar grandes conductos freáticos epigenéticos a partir del modelo de Larson y Mylroie (2018). NA se refiere a no aplicable. MIS se refiere a la etapa isotópica marina en la que probablemente se formaron las morfologías kársticas. Los datos se obtuvieron del DEM (INEGI, 2020a), y las medidas de las formas de la isla de Cozumel se obtuvieron mediante el software Image J..... | 63 |
| Tabla 2. Inventario de cuevas de flanco de margen en Cozumel. El tipo de cueva se refiere a la morfología espeleogénica predominante. La estructura geomorfológica asociada y la terraza de entrada se refieren a la posición y al lugar donde se reconocen las entradas de las cuevas..... | 69 |
| Tabla 3- Datos morfométricos de las FMC en Cozumel. Las áreas de las cuevas se expresan en metros cuadrados (m^2) mientras que los perímetros, el ancho de entrada (EW) y el ancho interno (IW) se expresan en metros (m). A/P se refiere a la relación área/perímetro, EW/IW se refiere a la relación ancho de entrada/ancho interno, y AS/AL se refiere a eje corto/eje grande-..... | 75 |
| Tabla 4. Prueba de distribución normal para el conjunto de datos EW/IW. | 76 |
| Tabla 5. Prueba t de student para comprobar las diferencias entre las FMCs en Cozumel y Puerto Rico con un valor de significancia $\alpha = 0.05$ | 77 |

Resumen

La investigación sobre la espeleogénesis kárstica costera ha aumentado recientemente, descubriendo numerosas morfologías relacionadas con la posición relativa del nivel del mar. Sin embargo, hasta el momento, sólo las morfologías de las cuevas de flanco de margen (FMCs) y algunos espeleotemas muy particulares son marcadores de la posición del nivel del mar en el pasado. Por lo tanto, su estudio se considera esencial para las reconstrucciones del nivel del mar y son especialmente importantes en las reconstrucciones paleoambientales de los ambientes carbonatados jóvenes o eogenéticos. La Península de Yucatán es considerada el epíteto del karst eogenético, cuyas condiciones han favorecido la exploración y desarrollo de trabajos espeleogenéticos. No obstante, a pesar de la gran actividad en esta región, la mayoría de los trabajos se han centrado en las morfologías multifásicas y los cenotes, sin lograr la comprensión de la evolución de estas morfologías y mucho menos su relación directa con la posición del nivel del mar, ya que los eventos de sobreimpresión diagenética han oscurecido su interpretación. Por el contrario, las FMCs son morfologías reconocidas en la Península de Yucatán, las cuales hasta el momento no han sido estudiadas a pesar de tener el gran potencial de registrar los cambios en el nivel del mar, principalmente en los eventos transgresivos del Pleistoceno Tardío. La isla de Cozumel es una isla carbonatada simple, que brinda la oportunidad de estudiar las morfologías kársticas de flanco de margen. Para su caracterización, primero se analizaron las unidades morfoestratigráficas de la isla, reconociendo los ambientes de depósito de la roca madre, tomando en cuenta el análisis de microfacies de secciones estratigráficas y la interpretación geológica combinada con el Modelo Digital de Elevación de Alta Resolución (HRDEM), a partir de datos LiDAR. Posteriormente, se estableció un marco cronoestratigráfico a partir de la correlación de las superficies de exposición o caliches que delimitan las unidades litoestratigráficas en la isla de Cozumel contra las superficies de exposición en entornos carbonatados adyacentes. Por último, las FMCs fueron caracterizadas a partir de sus patrones morfológicos y análisis morfométricos, también se caracterizaron en función del ambiente de depósito de su roca parental, así como su posición y distribución en la isla de Cozumel.

El estudio de distintas secciones estratigráficas alrededor de la isla permitió definir dos unidades litoestratigráficas. La unidad 1 está compuesta por dos asociaciones de facies (FAs) de arrecifes de coral FAs 0 y 1, separadas por la capa Caliche-0 (Cal-0). El límite superior de la unidad 1 está determinado por la capa Caliche-1 (Cal-1) y los rasgos kársticos desarrollados durante el MIS 6. La unidad 2 está compuesta por tres asociaciones de facies (FAs-2A, B, C), las cuales se correlacionan con las estructuras morfoestratigráficas y geomorfológicas actuales de la isla (terrazas I, II, III), desarrolladas durante el último interglacial MIS 5e, estableciendo condiciones deposicionales tipo atolón. Durante esta etapa de inundación, se depositaron facies protegidas, de laguna abierta y de margen de plataforma sobre la antigua topografía kárstica. El desarrollo de la capa Caliche-2 (Cal-2) posterior al MIS 5e, estabiliza las geoformas desarrolladas anteriormente, las cuales continúan hasta la actualidad. Por su parte las FMCs de Cozumel, ubicadas por encima del nivel del mar actual, están relacionadas con el último nivel del mar alto, las FMCs son desarrolladas dentro de la unidad 2 o FAs 2(A, B, C) presentando tres morfologías: clásica, sobreimpresa y *banana hole*. Las FMCs fueron clasificadas a partir del análisis de microfacies, revelando que las FMCs clásicas y sobreimpresas, se desarrollaron en facies de laguna protegida mientras que los *banana holes* en un margen de plataforma y bancos de arena. Las FMCs en la Isla de Cozumel son elementos morfoestratigráficos que se pueden correlacionar temporal y alimétricamente con otros registros de la posición del nivel del mar durante el MIS 5e en el Caribe como son los registros de coral y antiguos *strandplains* en las costas de Quintana Roo, además de las FMCs de Bahamas. Diferencias en la huella areal y complejidad en la morfología de las FMCs, así como las diferencias en la estabilidad de la posición del nivel del mar durante el MIS 5e sugiere diferencias en la espeleogénesis de las FMCs de la isla de Cozumel y Bahamas.

Abstract

Research on coastal karst speleogenesis has recently increased, revealing numerous karst morphologies related to relative sea level position. However, so far, only flank margin caves (FMCs), and some very unusual speleothems are index markers of past sea level position. Therefore, their study is considered essential for sea level reconstructions, and they are especially important in palaeoenvironmental reconstructions of young carbonate or eogenetic environments. The Yucatan Peninsula is considered the epitome of eogenetic karst, whose conditions have favored the exploration and development of speleogenetic works. However, despite the great activity in this region, most work has focused on multiphase cave morphologies and cenotes, without achieving an understanding of the evolution of these morphologies, let alone their direct relationship with sea level position, as diagenetic overprinting events have hidden their interpretation. In contrast, FMCs are recognized morphologies in the Yucatan Peninsula, which so far have not been studied, despite their great potential to record sea level changes, mainly in Late Pleistocene transgressive events. Cozumel Island is a simple carbonate island, which provides the opportunity to study flank margin karst morphologies. For its characterization, firstly the morphostratigraphic units of the island were analyzed, recognizing the depositional environments of the host rock considering microfacies analysis of stratigraphic sections and geological interpretation combined with the High-Resolution Digital Elevation Model (HRDEM) from LiDAR data. Subsequently, a chronostratigraphic framework was established by correlating exposure surfaces or caliches bounding lithostratigraphic units on Cozumel Island versus exposure surfaces in adjacent carbonate environments. Finally, the FMCs were characterized based on their morphological patterns and morphometric analyses, as well as the depositional environment of their host rock, and their position and distribution on the Cozumel Island.

The study of different stratigraphic sections around the island allowed us to define two lithostratigraphic units. Unit 1 is composed of two facies associations (FAs) of coral reefs FAs 0 and 1, separated by the Caliche-0 layer (Cal-0). The upper boundary of unit 1 is determined by the Caliche-1 (Cal-1) layer and the karst features developed during MIS 6. Unit 2 is composed of three facies associations (FAs-2A, B, C), which correlate with the

present-day morphostratigraphic and geomorphological structures of the island (terraces I, II, III), developed during the last MIS 5e interglacial, establishing atoll-like depositional conditions. During this flooding stage, protected, open lagoon and platform margin facies were deposited on the ancient karst topography. The development of the Caliche-2 (Cal-2) layer after MIS 5e stabilizes the previously developed geoforms, which continue to the present day. The Cozumel FMCs, located above present sea level, are related to the last high sea level, the FMCs are developed within unit 2 or FAs 2(A, B, C) displaying three morphologies: classic, overprinted and banana hole. The FMCs were classified from microfacies analysis, revealing that the classic and overprinted FMCs developed in protected lagoon facies while the banana holes in a margin platform and sandbanks. The FMCs on Cozumel Island are morphostratigraphic features that can be correlated temporally and altimetrically with other records of sea level position during MIS 5e in the Caribbean, such as coral and ancient strandplains records on Quintana Roo as well as the Bahamas FMCs. Differences in the areal footprint and complexity in the morphology of the FMCs, as well as differences in the stability of sea level position during MIS 5e suggest differences in the speleogenesis of the Cozumel Island and Bahamas FMCs.

Capítulo 1. Introducción

La hidrología dentro de los sistemas kársticos tiene la capacidad de auto-desarrollarse y auto-regularse (Klimchouk y Ford, 2000), dejando evidencia morfológica de dichos cambios, los cuales pueden ser identificados a partir de los estudios de la espeleogénesis kárstica o karstogenesis, definiéndose como el desarrollo de sistemas de cavernas bien organizados por acción del movimiento de fluidos a través de rocas solubles (Audra y Palmer, 2015). En este sentido, la morfología kárstica adquiere un valor clave para entender la evolución del paisaje e. g., dentro del karst de alto relieve, donde se considera que los cambios en la morfología de los conductos subterráneos son el resultado de los procesos de disolución, correlacionables a los cambios superficiales en los sistemas fluviales (Ford y Williams, 2007; Palmer, 2007; de Waele et al., 2009a; Audra y Palmer, 2015; Harmand et al., 2017). Mientras que, en los sistemas kársticos costeros, la expresión del terreno es consecuencia de la influencia del ambiente marino y de la posición del nivel del mar (Carew y Mylroie, 1995; Mylroie y Carew, 1995; Mylroie y Mylroie, 2007, de Waele et al., 2009b; van Hengstum et al., 2011; 2015).

Recientemente, se ha integrado el concepto de Cuencas Costeras Kársticas (CKB por sus siglas en inglés), cuyo concepto involucra un estudio integral de estas regiones, como un paisaje que evoluciona a través del tiempo geológico, cuyos cambios pueden ser trazados a partir de distintos paleoindicadores o proxies que incluyen sedimentos, espeleotemas y morfologías kársticas como los distintos tipos de pasajes (van Hengstum et al., 2011; 2015). En los CKBs, la espeleogénesis kárstica se desarrolla principalmente en zonas con bajos relieves y gradientes hidráulicos; en estas condiciones, las rocas con alta solubilidad mantienen contacto con las aguas marinas y con las aguas de recarga meteórica, desarrollando conductos o macro-porosidades con una morfología lenticular que contiene agua meteórica sobre las aguas salinas, formando zonas de mezcla de gran agresividad química (Smart et al., 2002).

Dentro de las CKBs existen una gran variedad de rocas solubles (calizas, dolomías, yesos) en diferentes estadios diagenéticos, las cuales son atacadas por los procesos de disolución y erosión costera, sin embargo, la mayoría las morfologías espeleogenéticas se han identificado en calizas jóvenes, diagenéticamente inmaduras, sin evidencias de compactación y enterramiento (Ford y Williams, 2007; Mylroie et al., 2008); no obstante, se reconoce el

desarrollo de morfologías kársticas similares en calizas más evolucionadas (Mylroie et al., 2008).

Choquette y Pray (1970) describen la maduración de las rocas calizas con base en la evolución post-depositacional de la porosidad de los carbonatos en tres estadios de porosidad definidos como: ambientes de enterramiento somero “eogenético”; ambiente de enterramiento profundo “mesogenético” y, por último, el ambiente “telogenético”, el cual está asociado a los procesos que ocurren por la exhumación y erosión de los carbonatos que estuvieron largamente enterrados. Por lo que acorde con estas características diagenéticas Vacher y Mylroie (2002) denominan a los procesos kársticos asociados al ambiente eogenético como “karst eogenético”.

La diversidad y características morfológicas dentro del karst eogenético es muy amplia, sin embargo, una morfología especial, conocida como cuevas de flanco de margen, identificadas principalmente en islas carbonatadas como el archipiélago de Bahamas (Mylroie y Carew, 1990; Mylroie, 2008; Mylroie et al., 2008), Bermudas (Vacher et al., 1995), Barbados (Machel et al., 2012) e Islas Marianas (Stafford et al., 2005), sostiene que el desarrollo de este tipo de cuevas involucra la generación de macro-porosidades por la disolución de las rocas solubles asociadas a la mezcla de aguas (marina-meteórica y meteórica-vadosa y meteórica-freática), ligadas a la posición relativa del nivel del mar (Mylroie y Carew, 1990; Mylroie y Mylroie, 2007). La interacción entre estas soluciones está condicionada por las facilidades de difusión de los flujos en los acuíferos kársticos, permitiendo la mezcla de aguas de origen meteórico con aguas marinas sobre amplias áreas (Mylroie et al., 2008).

La espeleogénesis de flanco de margen se encuentra ampliamente discutida dentro del modelo kárstico de las islas carbonatadas (CIKM por sus siglas en inglés), sugiriendo que la máxima disolución ocurre en las partes distales de los márgenes de los lentes de agua dulce o meteórico. Este tipo de disolución opera principalmente en la parte superior del lente de agua dulce, al ser el sitio de mezcla entre aguas vadosas y freáticas; así como en la base del lente de agua dulce, donde ocurre la mezcla de aguas marinas y dulces. Ambos ambientes de mezcla son capaces de crear condiciones que disuelven la roca con gran agresividad (Mylroie et al., 2008).

Aunque hasta el momento se reconoce a la mezcla de aguas con diferente composición química como el mayor potencial de disolución en estos sistemas (Myloie y Myloie, 2007; 2017), también se ha reconocido que el aporte y oxidación de la materia orgánica, así como flujos preferenciales de CO₂ de origen vadoso son factores secundarios involucrados en la formación de las morfologías de flanco de margen (Myloie y Myloie, 2007; 2017, Larson y Myloie, 2018). No obstante, en los últimos 10 años, los trabajos de Gulley et al. (2013, 2015, 2016) sugieren que la disolución por mezcla no es suficiente para disolver grandes volúmenes de roca como las grandes cuevas de flanco de margen, por lo que consideran que los procesos secundarios como sobreimpresión de lentes de agua dulce, así como los eventos diagenéticos y mecánicos son más importantes de lo que se había considerado (Myloie et al., 2020; Breithaupt et al., 2021 a, b).

A nivel mundial, los estudios sobre las rocas karstificables y los acuíferos kársticos son ampliamente desarrollados, debido a que cubren entre el 15 y 20% de la superficie expuesta en la Tierra (Ford y Williams 2007, Stevanovic, 2019) y, además, porque entre el 10 y 20% de la población mundial depende directamente del agua subterránea de estos ambientes (Ford y Williams 2007; Olarinoye et al., 2020). De manera particular en México, a pesar de que se reconoce que los paisajes kársticos representan poco más del 20% del territorio nacional (Espinasa, 2007), los estudios de caracterización y su funcionamiento son muy escasos o tienen muy poco detalle en ciertas regiones (Mora *et al.*, 2016), mientras que en otras regiones los estudios son inexistentes.

La Península de Yucatán es una de las regiones en México en la que se ha desarrollado un mayor número de estudios relacionados con el karst y sus procesos; en ella destacan los trabajos cartográficos de cavidades, documentados principalmente por la Asociación de Estudios de Cavidades Mexicanas (AMCS por sus siglas en inglés), geomorfológicos (Lugo-Hubp *et al.*, 1992; Espinasa, 2007; Fregoso-Servón *et al.*, 2015), hidrogeológicos (Marín *et al.*, 2000; Perry et al., 2002; Beddows *et al.*, 2007, Beddows *et al.*, 2016), espeleogenéticos (Smart *et al.*, 2002; Smart *et al.*, 2006, Kelly *et al.*, 2011; Kambesis y Coke, 2016, López-Martínez et al., 2020), entre otros. Sin embargo, a pesar de ser la región que más estudios kársticos posee, la cantidad de información sigue siendo mínima para la comprensión de estos sistemas. Por lo que el actual trabajo de investigación pretende incidir e incrementar la

información sobre la espeleogenesis kárstica desarrollada en ambientes costeros en la Península de Yucatán.

1.1. Planteamiento del problema

En las cuencas costeras kársticas se considera que la evolución del paisaje y el establecimiento de conductos subterráneos o cuevas están estrechamente relacionados con los cambios glacioeustáticos. Sin embargo, escasas morfologías son consideradas indicadores índices de la posición del nivel del mar. Las cuevas de flanco de margen son una de esas escasas morfologías, las cuales se han reconocido por encima del nivel relativo del mar actual en la Península de Yucatán, pero hasta el momento no han sido estudiadas a pesar de su relevancia.

Dicho lo anterior surge la siguiente interrogante: ¿Cómo se puede caracterizar la relación de los procesos espeleogénicos de flanco de margen por encima del nivel relativo del mar actual en la isla de Cozumel con alguno de los eventos transgresivos del Pleistoceno Tardío?

1.2. Justificación

En la porción continental de la Península de Yucatán, se ha reconocido la presencia de largos conductos freáticos del tipo multifase *sensu* Smart et al. (2006) ligados a morfologías de flanco de margen. Sin embargo, estas morfologías se han considerado como una mezcla de procesos espeleogénicos, que no permiten su utilización confiable como indicadores de la posición del nivel del mar. En este sentido, la isla de Cozumel puede proporcionar una oportunidad de caracterizar los procesos de flanco de margen por encima del nivel del mar actual, los cuales pueden presentar menores evidencias de sobreimpresión espeleogénica en comparación con la porción continental. Favoreciendo con ello la comprensión de la espeleogénesis de flanco de margen y los cambios en la evolución del paisaje de la isla de Cozumel durante los últimos eventos transgresivos del Pleistoceno Tardío, así como su posible utilización como paleoindicadores de nivel del mar en la región.

1.3. Hipótesis

La distribución, los patrones morfológicos y las características de las facies de la roca huésped de cuevas por encima del nivel relativo del mar, permiten caracterizar la espeleogénesis de flanco de margen y en consecuencia su relación con algún evento transgresivo del Pleistoceno Tardío en la isla de Cozumel.

1.4. Objetivos

El objetivo principal es caracterizar los procesos espeleogenéticos de flanco de margen localizados por encima del nivel relativo del mar actual en la isla de Cozumel, a partir del análisis de facies de la roca donde se forman las cavidades, así como la morfología y morfometría de dichas cavidades.

Para alcanzar este objetivo se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Determinar la variación y distribución de los ambientes de depósito de la roca parental donde se desarrolla la espeleogénesis de flanco de margen, a partir de análisis petrográficos y cartográficos.
- Asignar un marco cronoestratigráfico a los eventos sedimentarios de la isla de Cozumel, enmarcando dentro de ellos, la temporalidad de los procesos de flanco de margen ubicados por encima del nivel relativo del mar actual, a partir de correlaciones estratigráficas entre ambientes carbonatados cercanos.
- Identificar cambios en paisaje de la isla de Cozumel a partir de la identificación y caracterización de las cuevas de flanco de margen y las estructuras mesokársticas sobre la isla.
- Proponer un modelo espelogenético para los procesos de flanco de margen en la isla de Cozumel.
- Proponer un modelo de reconstrucción paleogeográfica de la isla de Cozumel.

Capítulo 2. Contexto geológico de la Península de Yucatán

2.1. Geología Regional de la Península de Yucatán

La región estudiada en este trabajo de investigación corresponde a la isla de Cozumel, ubicada dentro de la Plataforma de Yucatán, localizada en la región oriental de la República Mexicana (Fig. 1), compuesta por una región sumergida y una región emergida, esta última conocida como Península de Yucatán (Lugo-Hubp et al., 1992). Considerando ambas regiones, la extensión total de la Plataforma de Yucatán es de 300,000 km² (Logan, 1969; López-Ramos, 1983; Bauer-Gottwein et al., 2011); mientras que, la Península de Yucatán, incluyendo a las islas adyacentes a ella, solamente presenta una extensión de 39,340 km² (Frausto-Martínez et al., 2018).

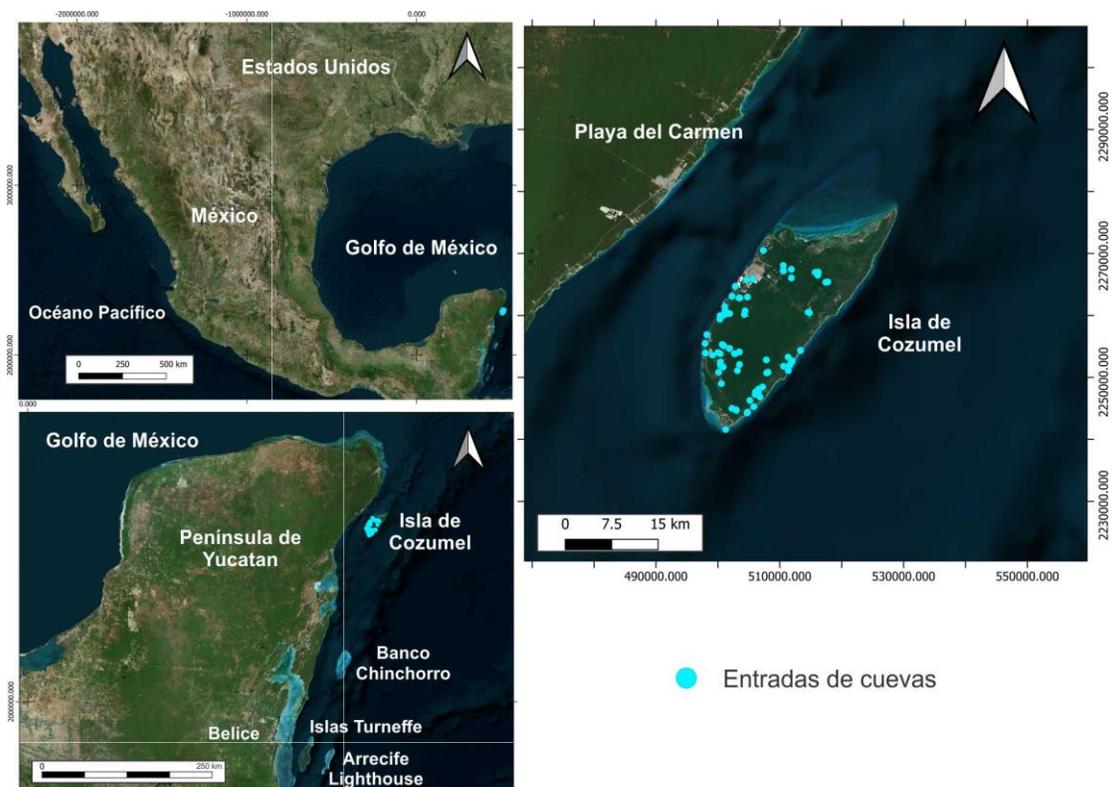


Figura 1. Ubicación geográfica de la Península de Yucatán e isla de Cozumel. Dentro de la isla de Cozumel son localizadas las diferentes cuevas identificadas en la isla.

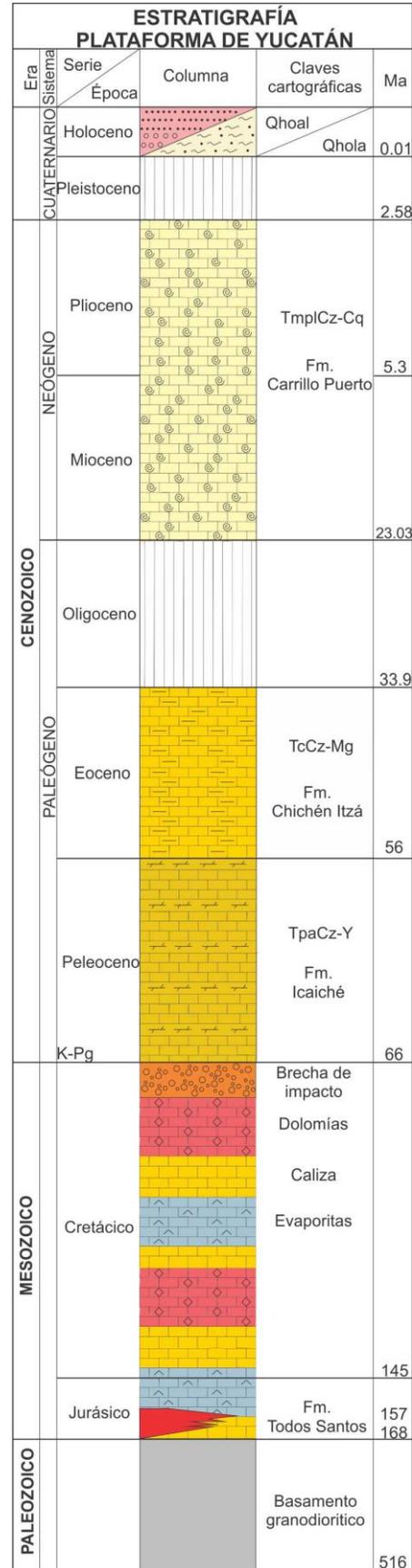
La Península de Yucatán tiene límites geomorfológicos definidos hacia el norte y noroeste por el talud continental del Banco de Campeche, al sur por las montañas Maya de Belice, al este por la cuenca de Yucatán, al oeste por la Planicie costera del Golfo de México y por último al suroeste por los estados de Campeche y Tabasco, delimitados por el río Candelaria (López-Ramos, 1983).

La geomorfología actual de la Península de Yucatán corresponde a la expresión más superficial del Bloque de Yucatán, la cual ha sido moldeada por procesos de karstificación controlados por los cambios en el nivel del mar (Lugo-Hubp et al., 1992). De manera general la Península de Yucatán está compuesta por rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas (calizas, dolomías y evaporitas) con un espesor mayor a los 3000 m (López-Ramos, 1983). Dichas rocas sedimentarias sobreyacen un basamento Paleozoico riolítico, perteneciente a un pórfido volcánico *c.a.* 440 Ma, fechado por el método Rb-Sr; entre este cuerpo de roca, se reconoce un evento metamórfico asociado a los 330 Ma (López-Ramos, 1983). Steiner y Walker, (1996) en Keppie y Keppie (2014) identificaron un intrusivo con edades *c.a.* 418 Ma dentro del basamento compuesto de rocas dioríticas-granodioríticas-graníticas correlacionables a las Montañas Maya, mientras que Keppie y Keppie (2014) a partir de análisis paleomagnéticos y bioestratigráficos sugirieron edades consistentes *c.a.* 516 Ma en su reconstrucción del origen del Bloque de Yucatán y por tanto de la Península (Fig. 2).

Sobreyaciendo el basamento Paleozoico y por debajo de las sucesiones sedimentarias Cretácico-Cenozoicas, se ha identificado una discordancia cubierta por areniscas y limolitas de grano fino a muy fino, que ocasionalmente presentan granos de cuarzo y arena cuarzosa, además de algunas intercalaciones de bentonita con coloraciones que van del blanco al café-rojizo. Por las características que presentan dichas areniscas se reconocen como capas rojas, las cuales son correlacionables con la formación Todos Santos, con edades que van desde el Bajociano hasta el Oxfordiano (SGM, 2012).

Figura 2. Columna estratigráfica generalizada de la Península de Yucatán

Las edades fueron actualizadas con base en las edades propuestas por la Tabla Cronoestratigráfica Internacional de Cohen et al. (2021) y la edad del basamento granodiorítico propuesto por Keppie y Keppie (2014). Las sucesiones sedimentarias del Mesozoico corresponden a una serie eventos de depósitos de calizas-dolomías- evaporitas durante toda esta etapa (Ward et al., 1995), que culminan con la presencia de la brecha de impacto del meteorito que marca el límite Cretácico-Paleógeno (K-Pg). La columna no se realizó a escala, tratando de mantener las proporciones de las formaciones geológicas del Servicio Geológico Mexicano. Las claves cartográficas son Qhoal: aluvión; Qhola: Lacustre correspondientes a sedimentos y a calcarenitas no consolidadas. Tmpl Cz-Cq: caliza coquina; TeCz-Mg: caliza-marga; TpaCz-Y: caliza-yeso. Modificada de la Carta Geológica-Minera Felipe Carrillo Puerto E16-1 Quintana Roo, Campeche y Yucatán (SGM, 2006), López-Ramos (1983).



Durante el Jurásico y Cretácico se depositaron robustas sucesiones estratigráficas de carbonatos autigénicos (calizas y dolomías) y anhidritas, en condiciones marino-someras, a esta sucesión López-Ramos (1983) sugirió que se debía nombrar como “Evaporitas Yucatán”, aunque no se ha formalizado. Las anteriores sucesiones, fueron cubiertas por al menos 500m de espesor de una brecha de impacto, con distintas características litológicas, resultado del impacto del meteorito Chixchulub (Fig. 2). Por último, las Formaciones geológicas mejor definidas y caracterizadas en la Península de Yucatán corresponden a las sucesiones sedimentarias Cenozoicas, las cuales se presentan a continuación en orden estratigráfico ascendente.

2.1.1. Formación Icaiché

Unidad formal, con espesores reportados con gran variabilidad que van desde 60 m hasta 400 m en pozos. Su litología corresponde a calizas color verde olivo que intemperiza en color crema, así como niveles de caliza recristalizados e intercalaciones de calcedonia, además pueden presentar intercalaciones de yeso y margas blancas con evidencia de silificación en forma de ópalo y pedernal. Se han reportado niveles de bentonitas, brechas calcáreas y óxidos de hierro. Además, se han identificado foraminíferos planctónicos como *Globigerina velascoensis*, *Globorotalia velascoensis* y *Aragonia velascoensis* entre otros (SGM, 2011a).

Su ambiente de depósito se considera como un cambio de facies entre una plataforma interna con alta evaporación hasta una plataforma externa con fauna asociada a un ambiente nerítico medio y batial superior. La edad asignada a esta formación corresponde al Paleoceno (Fig. 2) (SGM, 2011a).

2.1.2. Formación Chichén Itzá

Unidad formal con espesores reportados que van desde los 25 m hasta un máximo de 780 m. La variabilidad de su litología ha generado discusión sobre si corresponde a una sola unidad o si se divide en tres miembros: 1.- Miembro Xbacal con calizas blancas, grises y amarillentas con impurezas, suelen pasar a margas amarillas e incluso a lutitas verdosas generalmente con estratos masivos; 2.- Miembro Pisté con calizas blancas-amarillentas con aspecto masivo y en ocasiones con capas con diferente grosor; 3.- Miembro Chumbec,

constituido por calizas blancas masivas muy cristalinas. Las rocas que componen este miembro corresponden a texturas de wackestone-packestone e incluso mudstone, parcialmente dolomitizado con intercalaciones de anhidritas y un grainstone oolítico, con presencia de foraminíferos bentónicos y dacycladáceas. Los autores que consideran que representa una sola unidad consideran que tiene una gran variabilidad como los miembros anteriores, pero incluyen la presencia de brechas calcáreas y margas, con intercalaciones de pedernal o fragmentos de sílice, estilolitas rellenas de calcita con una gran presencia de porosidad secundaria y aspecto poroso (SGM, 2011b).

El ambiente de depósito corresponde a una plataforma somera con zonas lagunares con influencia marina y protegida parcialmente. Con base en el contenido faunístico se considera que esta unidad representa el Eoceno (Fig. 2) (SGM, 2011b).

Sobreyaciendo la Fm Chichén Itzá un cuerpo de roca caliza correspondiente al Oligoceno no ha sido caracterizado.

2.1.3. Formación Carrillo Puerto

Unidad formal, correspondiente al cuerpo de roca que más aflora sobre la Península, cubriendo toda la parte central y oriental del estado de Quintana Roo, la región central de Yucatán y noreste de Campeche. Su espesor no está claramente definido, ya que en su descripción original se sugiere un espesor de cientos de metros, mientras que personal de Pemex restringen su espesor entre 5 y 25 m (SGM, 2011c).

Esta formación se constituye hacia la base por una coquina de 1 m cubierta por una caliza blanca-amarillenta maciza con presencia de moluscos y hexacorales. También se identifica como un packstone de color crema y se reconoce la presencia de calcarenitas. Hacia la cima de la formación se identifican calizas impuras con presencia de arcillas rojizas-amarillentas que por alteración pueden dar origen a arcillas lateríticas. Microfacialmente tiene gran variación, ya que las rocas presentan texturas como mudstone, wackestone, grainstone y boundstone. Se reconoce la presencia de una gran cantidad de estructuras de disolución (SGM, 2011c).

Esta formación se caracteriza por la presencia de hexacorales, moluscos, foraminíferos bentónicos como Peneroplidae y Miliolidae. Con base en las características litológicas y faunísticas se considera un ambiente de depósito de plataforma somera con condiciones neríticas internas y con influencia nerítica media. Dichas condiciones debieron perdurar a lo largo de la península durante un lapso prolongado, que debió cubrir gran parte de la Península. (SGM, 2011c). La edad de esta unidad es difícil de precisar; sin embargo, Bonet y Butterlin (1959, 1963) la atribuyen a un rango del Mioceno Tardío-Plioceno (Fig. 2).

2.1.4. Depósitos Cuaternarios no formalizados

Sobreyaciendo la Fm. Carrillo Puerto se considera la presencia de arenas carbonatadas pobremente consolidadas correspondientes a depósitos lacustres y aluviales, compuestos de fragmentos no consolidados de limo arcilla, arena, grava y lodos calcáreos (Fig. 2) (SGM, 2006). Estos sedimentos carbonatados se distribuyen ampliamente en los márgenes de la Península (Aguayo et al., 1980) y corresponden a eventos relacionados a las transgresiones marinas durante el Pleistoceno (Ward, 1997). Estos depósitos no son reconocidos formalmente como unidades estratigráficas. Sin embargo, trabajos como Spaw (1978); Lauderdale et al. (1979) Ward (1985, 1997), Valera-Fernández et al. (2020) y Salgado-Garrido et al. (2022) sugieren subdivisiones dentro de estos depósitos, con base en las características sedimentológicas y a las superficies de exposición subaéreas (caliches o calcretas) como límites de secuencia.

La línea de costa actual está desarrollada sobre facies de margen de plataforma arrecifal y tras arrecife, desarrolladas durante el Pleistoceno Medio y Tardío (Lauderdale et al., 1979; Smart et al., 2006), cubiertas por calcarenitas poco consolidadas, depositadas en un entorno costero (Ward, 1985, 1997). Algunos autores proponen edades entre 125 ky, y ~121 ky para los corales adyacentes a las calcarenitas (Ward, 1973; Szabo et al., 1978; Blanchon et al., 2009).

Las calcarenitas son reconocidas con edades Cuaternarias, y dentro de ellas se han reconocido facies de calcretas (Lauderdale et al., 1979; Ward, 1997; Cabadas-Báez et al., 2010) representando los descensos del nivel del mar durante del Pleistoceno (Spaw, 1978;

Lauderdale et al., 1979). Valera-Fernández et al. (2020b) a partir del método U/Th fecharon algunas de las calcretas que bordean las calcarenitas de la costa de Quintana Roo con edades de 123 a 98 ky.

2.2. Estructuras tectónicas identificables de la Península de Yucatán

La Península de Yucatán es considerada como una región tectónicamente estable (Emery y Uchupi, 1972), al menos desde el Pleistoceno Tardío (Szabo et al., 1978, Blanchon et al., 2009; Moseley et al., 2013; 2015), evidenciado por los carbonatos horizontales y sin deformación expuestos en la región (Smart et al., 2006). No obstante, la península de Yucatán expresa algunas características tectónicas muy sobresalientes (Fig. 3).

En la Península de Yucatán una de las estructuras más notables y que con relación a este trabajo de investigación es la más importante, corresponde a las series de fallas normales con dirección NE-SW (Dillon y Vedder, 1973), cuyo desplazamiento probablemente comenzó en el Cretácico, desarrollándose durante la mayoría del Paleógeno, dejando como evidencia el canal de Cozumel y una serie de horst y grabens que actualmente se expresan como pequeñas plataformas carbonatadas aisladas (Dillon y Vedder, 1973) paralelas a la línea de costa que se extienden desde Belice hasta México, incluyendo a la isla de Cozumel.

Pindell y Kennan (2009) sugirieron que la apertura de la Cuenca de Yucatán comienza su actividad durante el Cretácico (72 Ma) terminando su actividad durante el Eoceno (46 Ma). Este fallamiento asociado a la formación de la Cuenca de Yucatán y a la formación de la Placa del Caribe son probablemente eventos coetáneos, cuyas estructuras pueden correlacionarse al oeste de la Cuenca de Yucatán (Yucatán Borderland) con la estratigrafía de la Plataforma de Yucatán a partir de sus registros estratigráficos (Rosentcrantz, 1990).

La expansión de la cuenca de Yucatán hacia el este es representada principalmente por los bloques de falla marginales en la Península de Yucatán; sin embargo, dentro de la Península su expresión puede ser identificada por la Fractura de Holbox y Fractura del Xel-Ha, el control estructural de los cenotes alargados, además de amplias lagunas de disolución NE-SW, (Bauer-Gottwein et al., 2011; Monroy-Ríos, 2020). Todavía más hacia el sur, en la región de las montañas Maya entre Belice y Guatemala, se expresa la zona de Falla Rio

Hondo, cuya expresión dentro del territorio mexicano corresponde a la dirección y origen de la laguna de Bacalar.

Por otro lado, la estructura geológica con mayor reconocimiento y con el mayor número de trabajos de investigación en la Península de Yucatán, corresponde a lo que se conoce como “el anillo de cenotes”, dicha estructura se presenta en la parte noroeste de la Península, la cual es un sistema de fallas que adquiere una forma semicircular relacionadas al cráter de impacto del meteorito Chicxulub entre el límite K/Pg hace 65.6 Ma. El impacto del meteorito se reconoce por una serie de anillos concéntricos, los cuales se encuentran principalmente sobre la Plataforma, no obstante, una porción del último anillo se expresa sobre la península de Yucatán coincidiendo con la presencia de cenotes (Perry et al., 2002).

Por último, en la región central de la Península se localiza la falla de la Sierra de Ticul, que corresponde a una falla normal NW-SE, cuya expresión es identificada por desarrollo del mayor rasgo geomorfológico de la península, que alcanza una altura por encima de los 100 metros sobre el nivel del mar (msnm) (Perry et al., 2002).

Las evidencias de la actividad tectónica o mejor dicho su expresión sobre la Península de Yucatán en su parte continental, están lejos de los propósitos de este trabajo de investigación, sin embargo, el reconocimiento de estas estructuras en una zona que se considera como una zona con estabilidad tectónica, es relevante para los trabajos espeleogenéticos ya sea para soportar o descartar su influencia sobre la formación de los conductos. Trabajos como los de Perry et al. (2002), Bauer-Gottwein, et al. (2011) y Monroy-Ríos (2020) hacen una revisión a detalle de dichas expresiones superficiales, así como de las evidencias hidrogeoquímicas, las cuales son excelentes precedentes para los trabajos karstogenéticos.



Figura 3. Principales estructuras tectónicas en la Península de Yucatán. Adaptada de Rosencrantz, (1990) y Monroy-Ríos (2020).

2.3. Isla de Cozumel

La Isla de Cozumel se localiza en la Península de Yucatán, perteneciendo al estado de Quintana Roo como uno de sus municipios. La isla se encuentra entre las coordenadas geográficas $20^{\circ}16'12''\text{N}$ y $20^{\circ}35'15''\text{N}$ y entre $87^{\circ}01'48''\text{O}$ y $86^{\circ}43'48''\text{O}$, alcanzando una superficie de 482 km^2 (Mejía-Ortiz et al., 2007) con 36 km de largo y 15 km de ancho, el promedio de elevación es de 5 msnm (Ward, 1997); sin embargo, algunas colinas y laderas alcanzan la máxima altitud de 15 msnm (Frausto-Martínez et al., 2018).

La isla cuenta con terrazas submarinas a profundidades de 5, 10 y 20 metros por debajo del nivel del mar (mdnm) en su lado occidental, mientras que en su lado oriental corresponden a 3, 10, 20, 30 y 50 mdnm; dichas terrazas submarinas han sido interpretadas como resultado de la abrasión de la plataforma desarrolladas durante el cambio del nivel del mar en el Holoceno (Muckelbauer, 1990).

La isla de Cozumel se desarrolla sobre una base de arrecifes pertenecientes a la Fm. Carrillo Puerto (Salgado-Garrido et al., 2022). Formando parte de una serie de bancos carbonatados que se extienden desde Belice hasta el este de la Península, a través de casi 600 km del sistema de arrecifes (Gischler y Lomando, 1999, 2000). La isla se encuentra en una sección de horst de una falla normal con dirección noreste que afecta el margen continental (Uchupi, 1973; Ward, 1997). Este sistema de fallas normales probablemente comenzó durante el Cretácico y continuó hasta el Cenozoico (Dillon y Vedder, 1973, Rosentcrantz, 1990, Pindell y Kennan, 2009).

La estratigrafía de Cozumel ha sido pobremente estudiada, dividiendo los afloramientos superficiales en dos grandes ambientes de depósito: el primero corresponde a depósitos submareales poco profundos y el segundo corresponde a ambientes de exposición subaérea con diagénesis meteórica, identificado por calcretas o caliches (Spaw, 1978; Valera-Fernández et al., 2020a). Spaw (1978) nombró estas calcretas como Caliche 1 y Caliche 2, sugiriendo su desarrollo durante MIS 6 y MIS 4, 3 y 2, respectivamente (Fig. 4). Hasta el momento, sólo una muestra de coral por encima de Caliche 1 tiene una edad radiométrica (U/Th) datada con 122 ky (Spaw, 1978; Szabo et al., 1978). A pesar de las pocas edades obtenidas sobre los bancos carbonatados aislados adyacentes a la Península de Yucatán, se considera que su evolución geológica presenta una evolución similar con respecto a la parte continental, en especial la isla de Cozumel (Spaw, 1978; Rosentcrantz, 1990; Ward, 1997) que pueden ser expresados por columnas estratigráficas paralelas (Fig. 4).

| | Estadios isotópicos marinos | Islas con crestas eólicas Ward (1975) | | Cozumel Spaw (1978) | Costa de Yucatán Ward and Brady (1979); Ward (1985) | Capas de calcretas Valera-Fernández et al. (2020b) | Edades Costa de Yucatán | | Cozumel Salgado-Garrido et al. (2022) | |
|------------------------|-----------------------------|---------------------------------------|---|--|--|---|-------------------------|--------------------------------|---------------------------------------|--|
| | | Eolianita Blanca Eolianita Cancún | Lodos lagunares depósitos de playa | | | | Arrecifes de coral | Depósitos de playa | | Arrecifes de coral Manglares y lodos lagunares o pantanosos depósitos de playa |
| Blanchon et al. (2009) | Steidle et al. (2021) | | | | | | | | | |
| Holoceno | 1 | | | | | | | | | Arrecifes de coral y depósitos de playa actuales |
| | 2 | Capa Caliche | | Caliche 2 | Capa Caliche | | | 64 ky | | Caliche 2 |
| | 3 | | | | | | | 70 a 68 ky | | |
| | 4 | | | | | | | | | |
| Pleistoceno Tardío | 5 | A | Eolianita Mujeres | Eolianita | Eolianita Tulum | C-3 98.1 ± 1 ky 101 ± 1.5 ky 114.2 ± 0.9 ky 114.6 ± 1.3 ky C-2 123.4 ± 1.0 ky | | 103 a 96 ky | 113.43 ± 0.9 ky | Calcarentías |
| | | B | | | | | | | | |
| | | C | Eolianita Contoy Eolianita P. Viejo | | | | | | | |
| | | D | | | | | | | | |
| | E | | Facies Supra-Caliche 1 121 ± 6 ky Szabo et al., 1978 | Grainstone: Calizas arrecifales y lagunares 125 to 120 ky Szabo et al., 1978 | Arrecife superior 125 a 117 ky Arrecife inferior 134 a 132 ky | FAs-2 | | | | |
| Plioceno | 6 | | | Caliche 1 | Caliche crust | C-1 134.7 ± 3.7 ky 146.2 ± 2.1 ky 164.0 ± 1.9 ky | | 135.8 ± 0.8 ky 172 a 141 ky | Caliche 1 | Caliche bien consolidada |
| | FM. Carrillo Puerto | | | Facies Sub-Caliche 1 | Caliza y dolomita marina somera | | | | FAs-1 Caliche 0 FAs-0 | |

Figura 4. Columna estratigráfica del Cuaternario Tardío, mostrando la relación entre los depósitos carbonatados de la costa este de la Península de Yucatán y los bancos carbonatados. Modificado de Ward (1997) y Salgado-Garrido et al. (2022).

Capítulo 3. Sistema kárstico

El karst es un término utilizado para describir un paisaje muy particular, cuya expresión superficial es reconocida por la presencia de cavidades (cuevas, sumideros, depresiones cerradas, etc.); mientras que, de manera subsuperficial, este tipo de paisajes presentan una extensa red de drenaje subterráneo bien organizado. Dentro del funcionamiento de este tipo de paisajes, los procesos hidrológicos y geoquímicos pueden ser mejor entendidos desde la perspectiva de un sistema, reconocido como el “sistema kárstico”.

Los sistemas kársticos se desarrollan especialmente en rocas solubles como calizas, dolomitas, mármoles y yesos; no obstante, algunos ejemplos pueden desarrollarse en areniscas y cuarcitas (Ford y Williams, 2007). Se considera que estas regiones tienen una extensión entre el 15 y 20% de los terrenos expuestos sobre la Tierra (Fig. 5) (Ford y Williams, 2007; Goldscheider et al., 2020), y presentan una conexión directa entre la superficie y los acuíferos, a través de la alta permeabilidad de la roca, haciendo estos ambientes extremadamente vulnerables a los problemas de contaminación (Ford y Williams, 2007; Goldscheider et al., 2020).

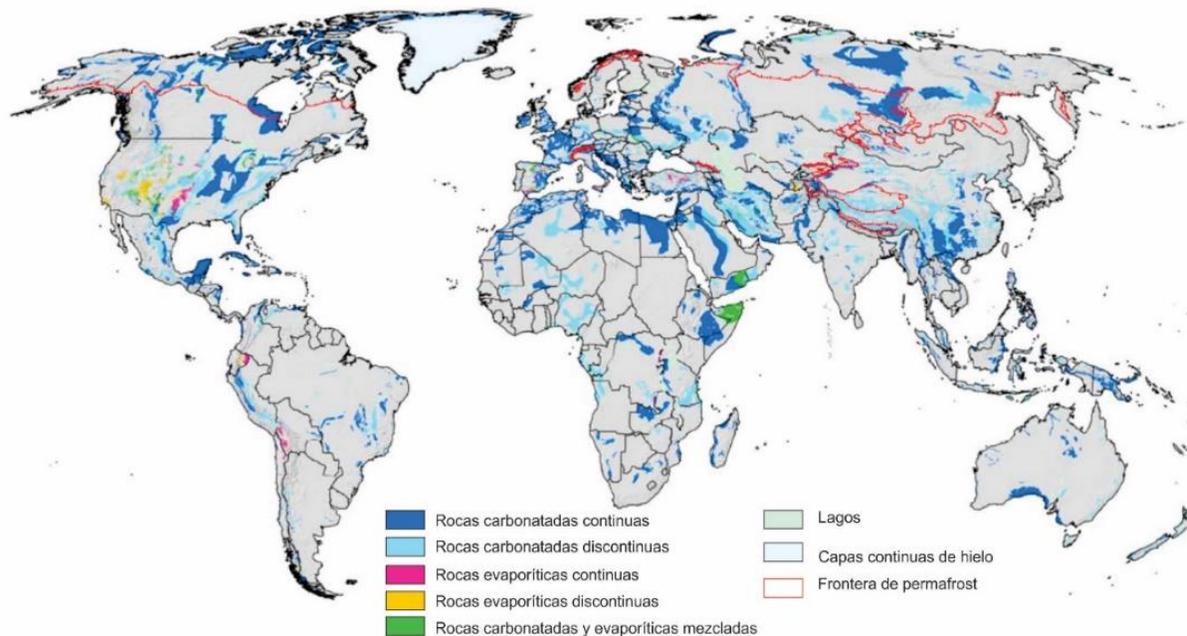


Figura 5. Distribución de las regiones con rocas carbonatadas y evaporíticas, propensas a la karstificación al rededor del mundo. Modificado de Goldscheider et al. (2020).

Para interpretar los sistemas kársticos, las morfologías se deben interpretar con base en la posición que ocupan dentro del sistema. Por ello el sistema kárstico se ha dividido en una zona de erosión neta y una zona de deposición neta. El primero corresponde a la zona de remoción de las rocas kársticas, que puede ser únicamente por disolución o la disolución como disparador de otros procesos; mientras que, la segunda zona corresponde a la zona de deposición, ubicada principalmente en las zonas marginales, bajas, planas y/o con cercanías al mar, donde se forman nuevas rocas carbonatadas (Ford y Williams, 2007).

Dentro de la zona de erosión, el agua subterránea actúa como principal medio de disolución, esta agua de origen meteórico circula a profundidades relativamente someras incluyendo la superficie, con un tiempo de residencia corto en el medio subterráneo. Las aguas de circulación profunda, termales u originadas por rocas ígneas o cuencas sedimentarias en subsidencia pueden mezclarse con las aguas meteóricas y también se consideran pertenecientes a los procesos desarrollados en la zona de erosión (Fig. 6) (Ford y Williams, 2007). Por último, la zona de mezcla entre aguas de origen marino y agua de origen meteórico o agua dulce, también son consideradas pertenecientes a la zona de erosión por su gran capacidad de disolución (Fig. 6) (Ford y Williams, 2007).

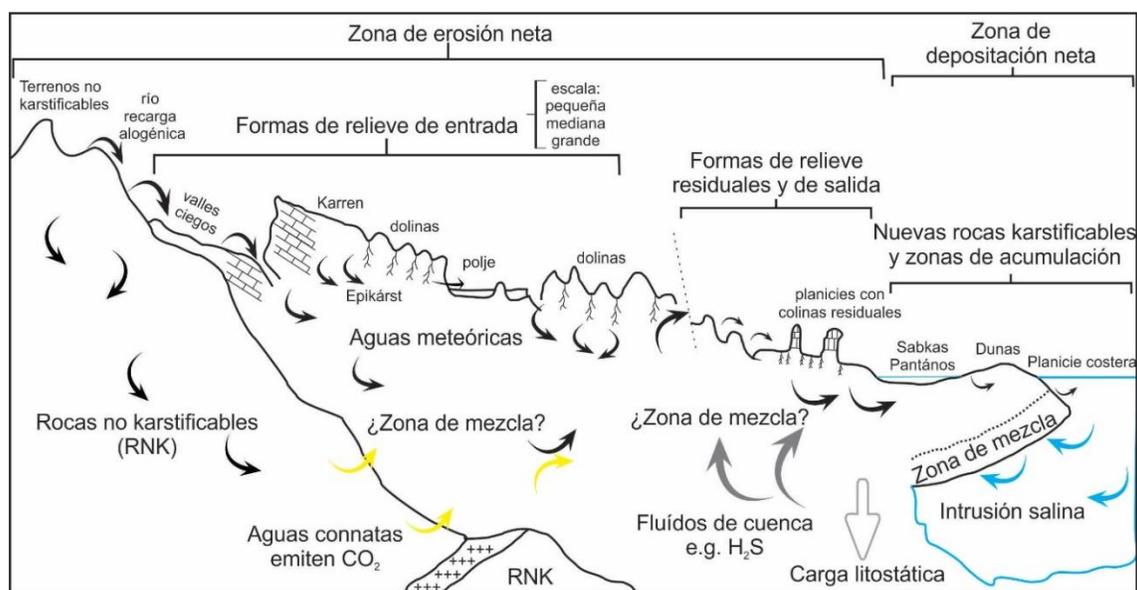


Figura 6. Sistema kárstico. Se muestra la división en las zonas de erosión y deposición en función de la procedencia de los fluidos partícipes en la disolución. Tomado de Ford y Williams (2007).

3.1. Karst clásico epigenético

Probablemente la característica más espectacular de los ambientes kársticos son las cuevas, las cuales son conductos subterráneos naturales que permiten la entrada de los humanos para la exploración, a partir de tamaños mayores a los 0.5 m (White, 2002; Filipponi, 2009). Así como las cuevas, existen otras geoformas representativas del paisaje kárstico, que generalmente son macroestructuras o formas de larga escala, entre las más reconocidas se encuentran: dolinas, poljes, valles ciegos, sumideros, surgencias, entre otros, cuya formación principal está relacionada a su posición dentro del sistema kárstico.

Las regiones kársticas se desarrollan en una gran gama de ambientes y condiciones, por lo que los ambientes kársticos se han ido regionalizando con base en: 1.- el tipo y edad de la roca donde se forman; 2.- las condiciones climáticas y posición geográfica; 3.- la fuente y origen de los fluidos que producen la karstificación; *e. g.* el karst clásico epigenético, el karst hipogenético, karst costero, karst en yesos, entre otros.

Dicho lo anterior, el karst clásico epigenético corresponde a la región donde se inició su estudio, con un paisaje localizado en latitudes templadas, superficies kársticas expuestas largas y continuas, en rocas de edades Jurásico-Cretácicas preferentemente, con una geomorfología superficial que refleja fuertemente los procesos tectónicos con altos relieves y grandes depósitos de aluviones que rellenan el fondo de los valles dolinas y poljes (Mihevic et al., 2016).

3.1.1. Espeleogénesis epigenética

La mayoría de los sistemas de cuevas son formados a partir de la disolución por acción de aguas meteóricas que se infiltran desde la superficie, adquiriendo agresividad por la absorción de dióxido de carbono del suelo y del aire, a este tipo de cuevas se les reconoce como cuevas epigenéticas (Audra y Palmer, 2015). El trayecto de estas aguas meteóricas ya sea a partir de entradas puntuales y difusas, generalmente convergen en una zona más baja y suelen emerger en sitios discretos como nacimientos de agua o surgencias (*springs*), que generalmente se encuentran en el fondo de los valles, lo cual se relaciona a la posición del nivel base regional (Fig. 7).

El flujo de las aguas meteóricas inicialmente se guía por las fracturas dentro del macizo kárstico y comienza a disolver la roca produciendo sistemas de cavernas bien organizados. Las estructuras geológicas, el tipo de flujo y los niveles de cambio asociados a antiguos niveles de base, juegan un rol en la organización de estos conductos verticales en la zona vadosa (Fig. 7). Mientras que, en la zona freática, los conductos sub horizontales son desarrollados a lo largo de bajos gradientes hidráulicos. En esta zona, también se reconoce una zona transicional identificada por la presencia de conductos epifreáticos, los cuales son desarrollados cuando se presentan altas cantidades de agua o inundaciones que sobrepasan el nivel freático activo (Fig. 7) (Audra y Palmer, 2015).

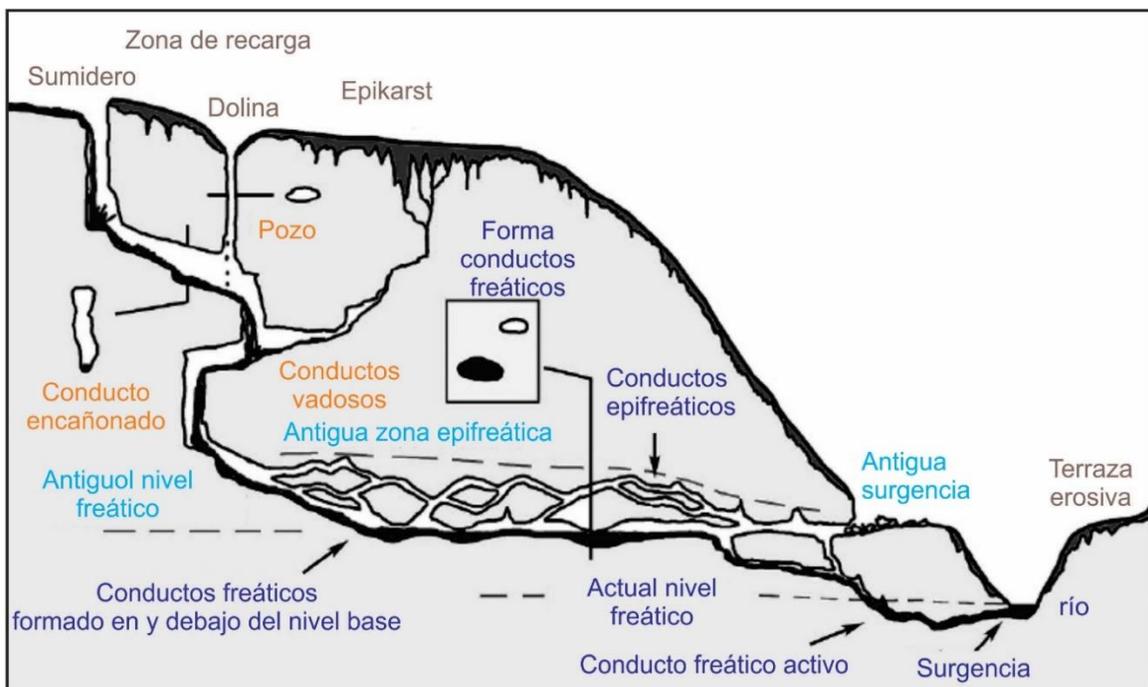


Figura 7. Espeleogénesis epigenética. Se muestra el desarrollo de conductos en la zona vadosa y la zona freática, los cuales de manera general son reconocidos a través de morfologías encañonadas y morfologías lenticulares, respectivamente (Audra y Palmer, 2015).

3.2. Química de las aguas kársticas

La disolución es uno de los procesos principales desarrollados en los ambientes kársticos, este proceso hace referencia a la capacidad de disociar un mineral sólido, por acción de las aguas circundantes a este mineral; en el caso de los ambientes kársticos se refiere

principalmente a los minerales calcita, dolomía yesos y anhidritas que conforman las rocas carbonatadas. Este proceso puede entenderse de manera que, si el agua es capaz de disolver un mineral, entonces esta agua se encuentra subsaturada con respecto a dicho mineral; es decir, que el agua tiene la capacidad de disociar el mineral en iones cargados, ya sea negativos y/o positivos, cuyas concentraciones pueden ser medidas. Mientras dicho mineral se disuelve, sus componentes disueltos en el agua incrementan y la tasa de disolución se vuelve más baja, hasta que eventualmente ya no se puede disolver más dicho mineral, en este momento reconoce a esta agua como una solución saturada. Si hay algún cambio en los parámetros físicos (temperatura, evaporación, presión etc.) esta solución acuosa puede alcanzar la sobresaturación y forzar la precipitación de dicho material (Palmer, 2009).

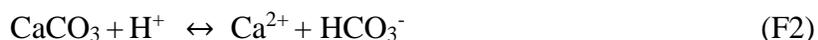
3.2.1. Disolución de la caliza

La mayoría de las cuevas en el mundo se desarrollan en rocas calizas, las cuales consisten principalmente del mineral calcita (CaCO_3). La calcita difícilmente se disuelve en agua 100% pura (Palmer, 2009); sin embargo, la agresividad de estas aguas y la capacidad de disolución se obtiene por la interacción con el aire y el suelo (epikarst) que brinda el intercambio gaseoso de CO_2 (Ford y Williams, 2007; Palmer, 2009; Audra y Palmer, 2015).

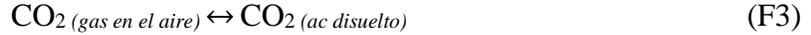
La disociación de la calcita podría expresarse únicamente con la fórmula 1 (F1).



Sin embargo, en las aguas naturales el proceso no concluye ni involucra únicamente a estos iones. Los iones de carbonatos (CO_3^{2-}), reaccionan muy rápido con los iones H^+ suplidos por los ácidos, los cuales se encuentran disponibles a partir de diferentes fuentes, por lo que una fórmula más completa de la disolución de la calcita sería como la fórmula 2 (F2).



Donde el anión bicarbonato (HCO_3^-) puede suplir pequeñas cantidades de H^+ , no obstante, naturalmente hay ácidos más potentes, tales como el ácido carbónico (H_2CO_3) disuelto en el agua, el cual es formado por el dióxido de carbono suministrado por la atmósfera y actividad biológica en el suelo, fórmula 3 (F3).



Usualmente la concentración de los gases es medida como la presión parcial y en un sistema abierto, correspondiente a la presión que ejerce el gas sobre la superficie del agua. La presión total del aire a nivel del mar es de una atmósfera y, por tanto, hoy en día la presión del CO₂ es alrededor de 0.038% de la masa del aire. De tal manera que, la presión parcial del CO₂ (P_{CO₂}) corresponde a 0.00038 atm. Por otro lado, el agua puede absorber tanto CO₂ hasta que alcance el equilibrio, además se considera que la concentración de CO₂ en el agua también corresponde a 0.00038 atm. La P_{CO₂} de la atmósfera disminuye al incrementar la altitud y se incrementa con el tiempo (Palmer, 2009).

Dentro del suelo, la P_{CO₂} del agua se encuentra en rangos entre 0.01 y 0.1 atm incrementándose durante los meses más cálidos cuando la actividad microbiana aumenta; también los suelos ricos en arcillas y con menor tamaño de los poros presentan valores mayores, ya que el escape de los gases se dificulta. De manera general el 90% del CO₂ generado en el suelo se pierde hacia la atmósfera y el resto se retiene y se infiltra con el agua (Palmer, 2009). El CO₂ al reaccionar con el agua produce ácido carbónico (H₂CO₃), fórmula 4 (F4).



El ácido carbónico (H₂CO₃) a su vez puede disociarse en iones de hidrógeno (H⁺) y iones de bicarbonato (HCO₃⁻), fórmula 5 (F5).



De la misma manera el bicarbonato (HCO₃⁻) se puede disociar en iones H⁺ y CO₃²⁻, fórmula 6 (F6).



3.3. Espeleogénesis hipogenética

La espeleogénesis hipogenética es resultado de la combinación de complejos procesos de disolución que a menudo involucran fuentes de acidez profunda, originadas en el manto o a

partir de actividad volcánica e incluso por la elevación de aguas meteóricas “normales” (Audra y Palmer, 2015), que evolucionan sin una conexión directa con la superficie (Klimchouk, 2017); esto quiere decir que la agresividad de las soluciones que forman estas cuevas son de origen profundo (Klimchouk, 2013), o que estas soluciones están desacopladas de la superficie (Klimchouk, 2017).

Las condiciones tan heterogéneas en las cuales se expresa la espeleogénesis hipogenética favorece que su estudio se realice con dos grandes enfoques, el geoquímico y el hidrogeológico. El enfoque geoquímico considera que estas cuevas se forman por aguas cuya agresividad se forma a grandes profundidades, sin conexión a la superficie e independiente del CO₂ edáfico y otras fuentes de ácidos cercanos a la superficie (Palmer, 2000, Klimchouk, 2007; 2017, Dubliyanski, 2014), y el enfoque hidrogeológico, considera que la formación de estructuras permeables ampliadas por disolución son el resultado de fluidos ascendentes que recargan la zona cavernosa desde unidades hidroestratigráficas inferiores y/o por fluidos que se originan en fuentes distantes, separados por estratos con baja permeabilidad o profundos, independientes de la recarga directa de la superficie adyacente inmediata (Klimchouk, 2017).

La gran diversidad de procesos espeleogénéticos hipogenéticos, ha favorecido su división principalmente en la química involucrada en los procesos de disolución tales como: espeleogénesis por ácido sulfúrico, actividad hidrotermal, corrosión por mezcla entre otros (Klimchouk, 2017).

3.3.1. Patrones y morfologías de cuevas hipogenéticas

Las cuevas hipogenéticas muestran variables y complejos patrones morfológicos, los cuales son fuertemente guiados por sus estructuras sedimentarias y condiciones de permeabilidad originales, además de sus discordancias cuya configuración asociada al arreglo hidroestratigráfico producen los patrones y morfologías características de este tipo de cuevas (Klimchouk, 2009).

A diferencia de las cuevas epigenéticas cuyos patrones morfológicos son ampliamente reconocidos como ramiformes (*branchwork*), los cuales son resultado de la convergencia de conductos tributarios a un conducto central corriente abajo generalmente por flujos laterales

(Fig. 8). La espeleogénesis hipogénica genera conductos principalmente por flujos ascendentes cruzados, que generan los patrones y morfologías típicas tales como: redes laberínticas (*network mazes*), laberintos espongiformes (*spongework mazes*), ramiformes, cámaras irregulares, pasajes aislados y pasajes ascendentes (Fig. 8) (Klimchouk, 2009).

Los patrones ramiformes (*branchwork*) son epigenéticos, correspondiendo a una clase de drenaje subterráneo equivalente a las corrientes superficiales (Palmer, 2009), estos patrones ramiformes pueden estar guiados por características sedimentológicas, mostrando formas sinuosas o si hay un control estructural, generalmente tendrán morfologías angulares. Por otro lado, las cuevas laberínticas (*mazes*) son aquellas que presentan bucles (*loops*) que en algunos casos se forman casi simultáneamente (Fig. 8) (Palmer, 2009).

| | | Tipo de recarga | | | | |
|------------------------------------|------------------------------|---|---|---|---|---|
| | | Vía depresiones kársticas | | Difusa | | Hipogénica |
| | | Dolinas (fluctuaciones de descarga limitadas) | Sumideros (grandes fluctuaciones de descarga) | A través de areniscas | Dentro de los poros de rocas solubles | Disolución por ácidos de origen profundo o por enfriamiento de aguas termales |
| Tipo de porosidad pre-disolucional | Fracturas | Ramificaciones (usualmente varios niveles y pasajes individuales) | Pasajes individuales y ramiformes con características sobreimpuestas | La mayoría de las cuevas están ampliadas por recarga de otras fuentes | La mayoría de las cuevas están formadas por el proceso de mezcla en profundidad | |
| | Pasajes angulares | Fisuras. Redes irregulares | Fisuras. Redes | Fisuras aisladas y redes rudimentarias | Redes, pasajes individuales y fisuras | |
| | Pasajes curvilíneos | Anastomosados, laberintos anastomosados | Perfil: arenisca Pozos y cañones complejos, disolución interestrato | Espongiforme | Cuevas ramiformes, raramente pasajes individuales y cuevas anastomosadas | |
| Intergranular | Ramificaciones rudimentarias | Espongiforme | Perfil: arenisca Espongiforme rudimentaria | Espongiforme | Cuevas espongiformes y ramiformes | |

Figura 8. Patrones de cuevas hipogénicas y epigenéticas, asociados a su fuente de recarga y la porosidad dominante (Ford y Williams, 2007).

Los patrones anastomosados curvilíneos normalmente son formados por periodos de inundación o infiltraciones súbitas (Fig. 8), mientras que los patrones en red (*network*) son

rejillas angulares que intersecan fisuras cercanas a las fallas y fracturas regionales (Fig. 8), Los patrones espongiiformes son conductos de disolución interconectados con diferentes tallas y tamaños, asociados en un principio al tamaño de la porosidad primaria, posteriormente unidos por el incremento de la alteración diagenética (Fig. 8). Los ramiformes son un tipo de morfología que se caracteriza por presentar salones irregulares y galerías que se extienden hacia afuera a partir de una porción central (Fig. 8) (Palmer, 2009).

Otros elementos que revelan el origen espeleogenético, provienen del reconocimiento de las morfologías dentro de las cavidades por ejemplo a) alimentadores o *feeders, inlets*, b) características en los techos y paredes transicionales, c) características de las salidas (*outlets*) (Fig. 9) (Klimchouck, 2009).

Los *feeders* son puntos de entradas basales al sistema transversal hipogenético, pueden tener una morfología vertical a subvertical a través de los cuales los fluidos se elevan. Los *feeders* se unen a pasajes maestros localizados en el siguiente acuífero. El pasaje maestro constituye la red horizontal dentro de una unidad soluble, en el cual pueden presentarse numerosos *feeders*. Las características del techo y paredes transicionales incluyen una gran cantidad de morfologías tales como: canales ascendentes de pared que se localizan por lo general por encima de los *feeders*; cúpulas individuales o en coalescencia en los techos; arcos convexos en los techos, y canales de techo (*half tubes*) (Fig. 9) (Klimchouk, 2009).

Los canales de techo ocasionalmente son interpretados como características paragenéticas, aunque en los sistemas hipogenéticos son ampliamente documentados y se relacionan con los *feeders* y los *outlets*, estos canales de techo se relacionan al efecto de boyancia (Fig. 9) (Klimchouck, 2009). Los *outlets* se caracterizan por ser cúpulas o tubos verticales en el techo de los pasajes que conectan al siguiente nivel del acuífero. Otra característica muy generalizada es que los pasajes terminan en lo que se conoce como pasajes ciegos; es decir, que se acaba el conducto en paredes curvilíneas o también con cambios abruptos en su morfología. A través de los conductos se observan varias clases o partes de la roca parental conocidos como estructuras pendantes y pilares residuales (Klimchouk, 2009).

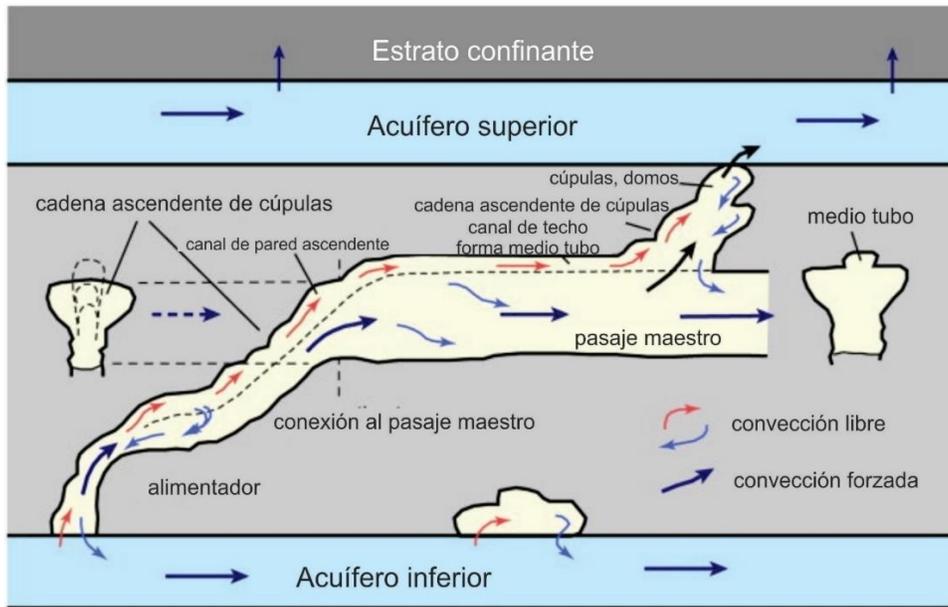


Figura 9. Características morfológicas de los pasajes hipogénicos. Tomado de Klimchouck (2009).

3.4. Karst Costero

El karst costero exhibe paisajes únicos y extremadamente complejos debido a la influencia del ambiente marino, en el que la erosión mecánica y la disolución controlan las morfologías (de Waele et al., 2009b). El karst costero está estrechamente definido como el límite tierra adentro donde la influencia mareal actúa sobre el acuífero costero, ya sea en ambientes modernos o antiguos (Van Hengstum et al., 2015). Este tipo de paisajes kársticos se desarrolla particularmente en costas carbonatadas de baja energía, en especial con rocas con mayor resistencia (de Waele et al., 2009b); así mismo, dentro de estos ambientes se pueden clasificar dos principales categorías: las morfologías kársticas y pseudokársticas. La primera categoría es controlada por los procesos de disolución en cualquiera de sus reacciones químicas, mientras que el pseudokarst se forma por una amplia variedad de procesos de intemperismo mecánico formando cavidades tales como tafonis, cuevas tipo talus y de fisuras, cuevas litorales *sensu stricto* y cuevas modificadas por procesos mecánicos y químicos (Myroie, 2013).

3.4.1. Cuencas costeras kársticas

Las cuencas costeras kársticas (CKBs) es un término geomorfológico de los terrenos carbonatados costeros que tienen la capacidad de preservar y registrar los cambios en el nivel del mar a través de las características kársticas desarrolladas (Fig. 10) (Van Hengstum et al., 2011; 2015). Las CKBs se desarrollan en cualquiera de los estadios diagenéticos de las rocas calizas (Vacher y Mylroie, 2002; Mylroie et al., 2008; Otonicar et al., 2010; Mylroie, 2013), desplegando morfologías costeras, así como también morfologías hipogenéticas y epigenéticas; cuyas características kársticas pueden cambiar a través del tiempo o sobreimprimirse. Sin embargo, dejan elementos trazables que pueden ser estudiados y relacionados a su posición en la zona vadosa o no saturada y a la zona freática o saturada (Van Hengstum et al., 2011; 2015).

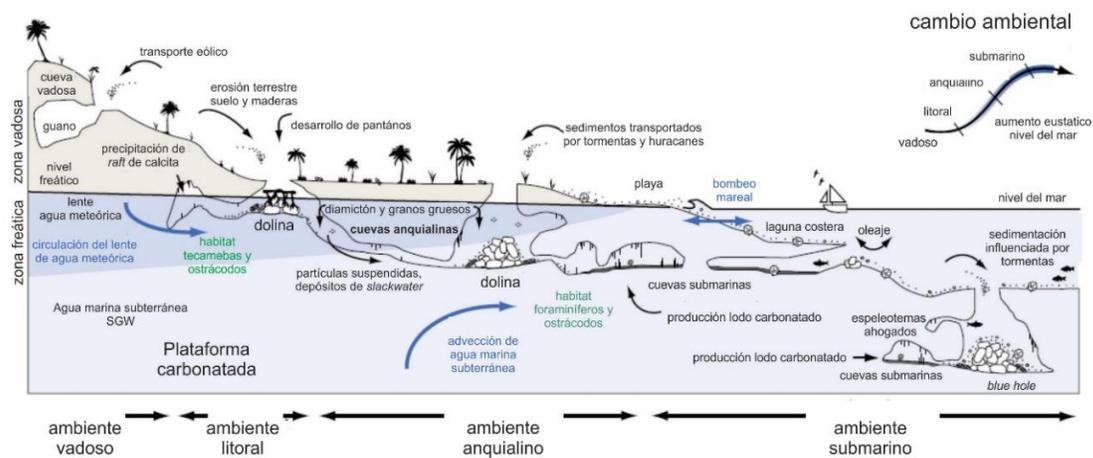


Figura 10. Cuenca costera kárstica. Las morfologías y características proveen espacio de acomodo y ambientes únicos. Estos ambientes cambian durante las oscilaciones del nivel del mar, dejando evidencias del ambiente tal es el caso de condiciones vadosas, litorales, anquialinas y submarinas, las palabras con color verde representan indicadores del nivel del mar, palabras en azul la hidrografía submarina y sus flujos, las palabras en negro indican los procesos sedimentarios comunes (Van Hengstum et al., 2011; 2015).

3.4.2. Karst eogenético

Una de las principales características del karst costero es que su desarrollo y evolución se realiza en rocas calizas jóvenes que no han estado bajo eventos diagenéticos como la compactación y enterramiento; es decir, que son diagenéticamente inmaduras, compuestas

principalmente de aragonita y calcita rica en magnesio (Ford y Williams, 2007; Mylroie et al., 2008; Mylroie, 2013).

Choquette y Pray (1970) describieron la maduración de las rocas calizas con base en la evolución post-depositacional de la porosidad de los carbonatos en tres estadios de porosidad nombrados de la manera siguiente: enterramiento temprano “eogenético”; enterramiento profundo “mesogenético” y al tiempo asociado con la exhumación y erosión de los carbonatos largamente enterrados como “telogenético”. Vacher y Mylroie (2022) usaron esta clasificación para describir a estructuras kársticas en ambientes eogenéticos como karst eogenético y karst telogenético para estructuras en rocas maduras.

La porosidad presente en ambientes eogenéticos ocurre principalmente por una doble porosidad que consiste en la conexión (*touching* o canales) desarrollados entre porosidades vulgares, en conjunto con la gran porosidad de la matriz interparticular; mientras que en las calizas telógenéticas se debe principalmente a los conductos dentro de una red de fracturamiento (Vacher y Mylroie, 2002). Otra peculiaridad de las calizas eogenéticas es que, durante su evolución, la diagénesis meteórica o por mezcla incrementan la porosidad de estas rocas, aumentando la conductividad hidráulica por varios ordenes de magnitud (Fig. 11); (Vacher y Mylroie, 2002).

Los carbonatos eogenéticos presentan una porosidad primaria muy alta, mayor al 30% (Vacher y Mylroie, 2002). Esta característica facilita el flujo difuso en los acuíferos carbonatados, favoreciendo la mezcla de aguas dulces y agua marinas sobre amplias áreas (Mylroie, 2013). La mezcla de aguas que se encuentran saturadas en carbonato de calcio (CaCO_3) puede resultar con una mayor agresividad para la disolución (Mylroie y Mylroie, 2007; Mylroie, 2013).

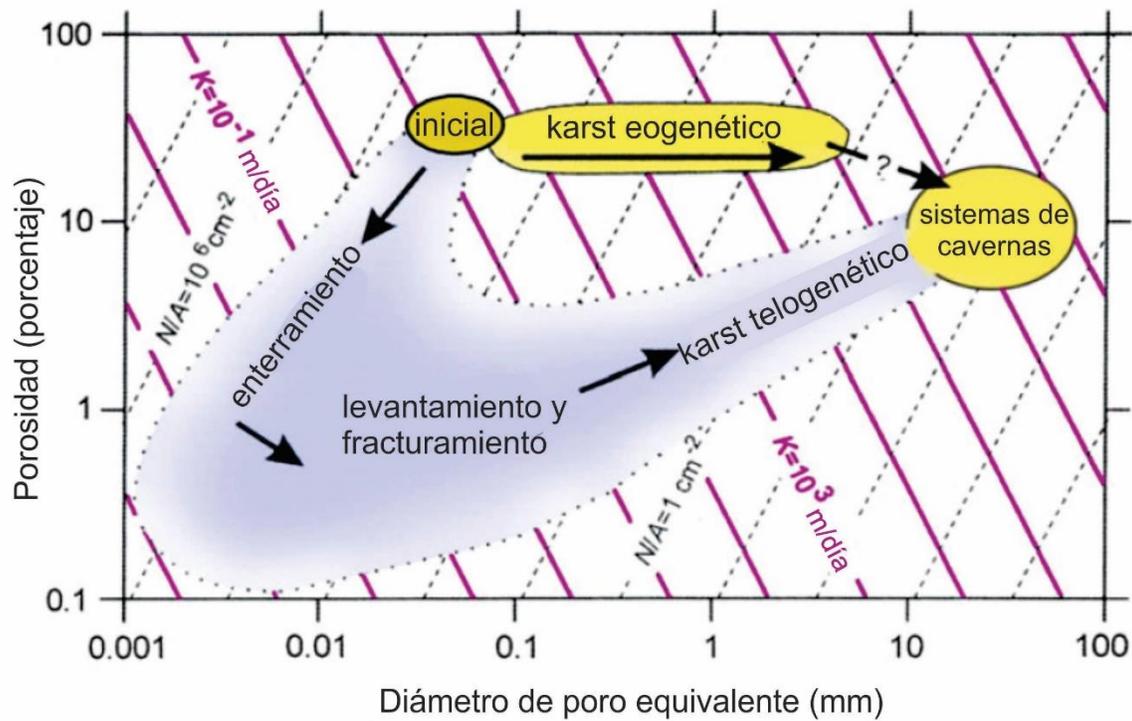


Figura 11. Evolución de las rocas carbonatadas y conductividad hidráulica (k) con base en la porosidad y permeabilidad respecto a su enterramiento profundo (Tomado de Vacher y Mylroie, 2002).

3.4.3. Karst singenético

El término de karst singenético hace referencia a la formación de estructuras kársticas en rocas carbonatadas recién formadas simultáneamente con la cementación de los sedimentos que componen la roca (litogénesis). Dichas características se presentan con mayor regularidad en arenas carbonatadas como dunas y arenas carbonatadas de ambientes transicionales (Jennings, 1968, Grimes, 2006). El término singenético se traslapa con el término de karst eogenético generando un gran debate en su utilización (Fig. 12), no obstante, Grimes (2006) sugirió que el término de karst eogenético se utilice en trabajos con enfoques diagenéticos mientras que el término de karst singenético se utilice para referencias geomorfológicas.

Grimes (2006) reconoció dentro del karst singenético dos etapas, la singénesis temprana, que representa una etapa con una cementación temprana con la capacidad de soportar el desarrollo de calcretas, mientras que la singénesis tardía representa una cementación mayor,

con la capacidad de soportar largas cavidades; aunque los colapsos de techo son comunes en ambos estadios.

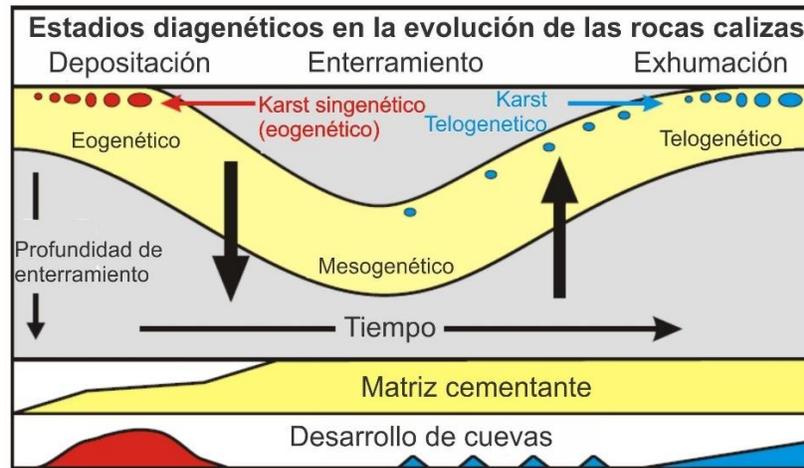


Figura 12. Evolución diagenética de las rocas carbonatadas. En el diagrama se presenta la proporción relativa de formación de cuevas en dichos ambientes, además del desarrollo de estructuras kársticas relacionadas al propio ambiente diagenético (Grimes, 2009).

3.5. Lente de agua dulce

En las regiones costeras la hidrogeología e hidrogeoquímica se caracteriza por las interacciones de los sistemas hidrogeológicos de agua meteórica (vadosa y freática) y agua freática marina, en donde el agua freática meteórica fluye hacia el mar flotando sobre el agua freática marina. Estos cuerpos de agua se encuentran separados por una zona de mezcla, donde la reactividad química, así como la capacidad de disolución de los carbonatos aumenta (Back et al., 1986; Smart et al., 1988; Mylroie y Carew, 1990).

En las regiones costeras, la zona freática de los acuíferos se compone de ambos tipos de agua y generalmente el agua meteórica freática se comporta como un "lente de agua meteórica". Dicho lente de agua meteórica es resultado de la infiltración del agua de lluvia o por recargas alóctonas. Este cuerpo de agua meteórica freática con forma de lente puede dividirse en su parte superior como la zona correspondiente al nivel freático (*water table*), mientras en la parte inferior del lente ocurre la frontera entre el agua meteórica freática y el agua marina freática (Fratesi, 2013).

La geometría del lente de agua meteórica freática se define por las diferencias de densidad y la profundidad a la que se encuentra la interfase agua meteórica freática y meteórica marina, siendo proporcional al nivel freático o superficie potenciométrica. Esta relación puede ser expresada con la fórmula 7 (F7):

$$Z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h \quad (F7)$$

Donde Z es la profundidad de la interfaz agua meteórica-freática y agua marina-freática. h es la elevación del nivel freático arriba del nivel del mar (cabeza del nivel freático). ρ_f es la densidad del agua meteórica-freática y ρ_s es la densidad del agua marina-freática.

La relación entre Z y h es 40:1 para agua meteórica-freática y agua marina-freática (1.000 g/cm³ y 1.025 g/cm³) y se conoce como el principio de Ghyben-Herzberg para geometrías ideales, en las que se asume que la frontera entre el agua meteórica-freática y agua marina-freática es rápida, con flujos horizontales del lente de agua meteórica freática, además considerando que el agua de la porción marina se encuentra de manera estática (Fratesi, 2013).

3.5.1. Zona de Mezcla

La zona de mezcla teóricamente se considera como una interfaz abrupta entre el agua meteórica-freática y agua marina-freática; sin embargo, también esta interfaz puede ser muy gruesa, incluso alcanzando el nivel freático con condiciones salobres, principalmente al acercarse a la línea de costa. Cuando esta zona es abrupta también es llamada haloclina (Beddows et al., 2007; Fratesi, 2013). La zona de mezcla es el sitio donde se presenta la máxima disolución de la calcita, con la capacidad de formar grandes vacíos de disolución.

3.5.2. Disolución de la calcita en ambientes costeros

La reactividad química y el proceso de disolución aumenta en las zonas donde aguas con diferente composición química se mezclan; este fenómeno dentro del karst costero se presenta tanto en la base del lente de agua dulce, ya sea de manera abrupta (haloclina) o en una zona de mezcla de mayor espesor. También, se presenta en la parte superior del lente de agua meteórica freática (nivel freático), donde aguas meteóricas vadosas se mezclan con

aguas meteóricas freáticas. Bajo estas condiciones las características químicas de ambas aguas afectarán la solubilidad de los minerales carbonatados (Bogli, 1980, Fratesi, 2013).

La geoquímica esencial de esta reacción de disolución es el resultado de la mezcla de dos aguas inicialmente saturadas en CaCO_3 que al mezclarse producen una solución subsaturada que comenzará el proceso de disolución y la formación de cavidades (Dreybrodt, 2000). Lo anterior puede ser explicado a partir de dos soluciones con diferentes concentraciones de Ca^{2+} y valores de Pco_2 que, al mezclarse, generan una solución ubicada por debajo de la curva de saturación de la calcita (Fig. 13) (Gabrovsek y Dreybrodt, 2010).

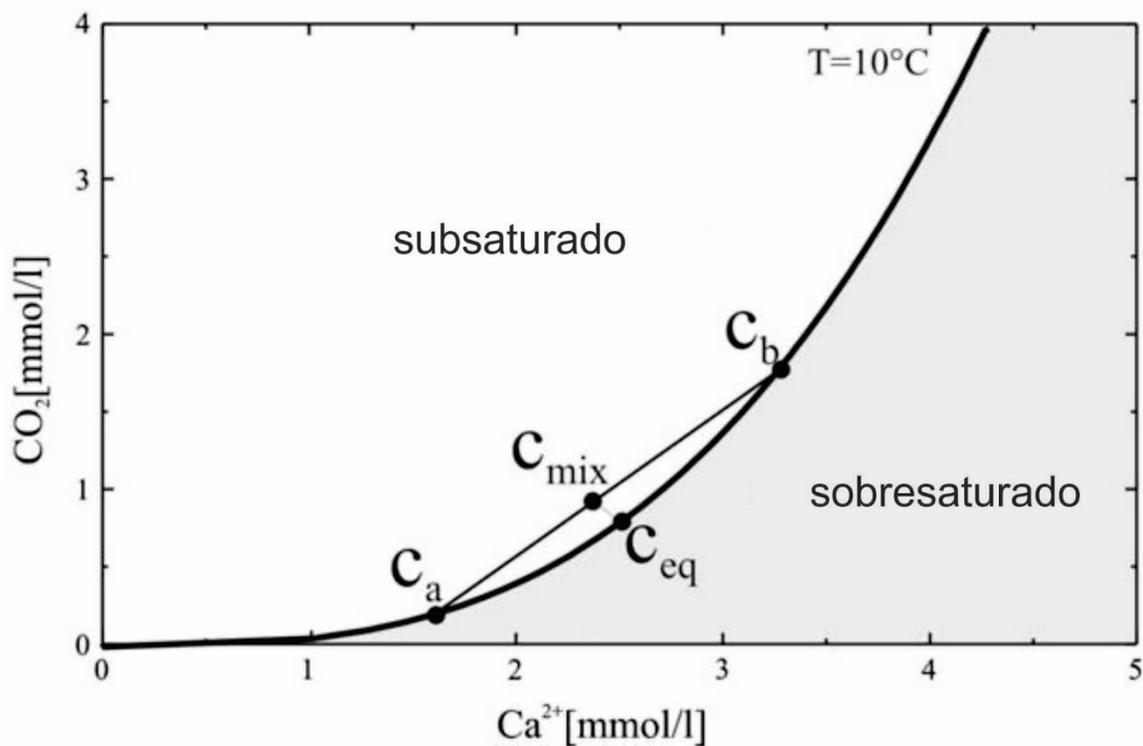


Figura 13. Equilibrio de la curva de Ca^{2+} contra la concentración de Pco_2 . Ambas soluciones C_a y C_b están en equilibrio con respecto a la calcita, sin embargo, la mezcla produce la solución C_{mix} la cual se encuentra subsaturada (Gabrovsek y Dreybrodt, 2010).

El efecto del Pco_2 dentro de las soluciones es quizás el efecto más dominante en la disolución por mezcla también llamado “efecto Bogli” (Bogli, 1980), sin embargo, el efecto de fuerza iónica y la presencia de ácidos orgánicos también incrementan la agresividad de la disolución asociados a la zona de mezcla (Myroie y Myroie, 2007). El efecto de la fuerza

iónica representado por altas concentraciones de contenido iónico (Na^+ , K^+ , Cl^-) como es el caso del agua salada puede disminuir la actividad de los iones de calcio y bicarbonato. incrementando con ello la disolución (Fratesi, 2013).

3.6. Modelo de islas costeras kársticas

En las CKBs existe el karst en plataformas carbonatadas continentales y plataformas carbonatadas aisladas (islas), entre ambas existen diferencias relacionadas con el área de captación, la geología y edad de la roca (Myroie, 2013).

El karst sobre una isla de gran dimensión y con evidencias de gran actividad tectónica puede expresar características similares al karst continental, dónde se presentan diferentes litologías y procesos geológicos; mientras que las islas kársticas solamente presentan rocas carbonatadas y sus estructuras kársticas principalmente están relacionadas a la posición del nivel y a los procesos marinos. Trabajos en los archipiélagos de Bahamas, Bermudas y Guam entre otros, han servido de base para el desarrollo del “modelo kárstico de islas carbonatadas” (CIKM por sus siglas en inglés) (Fig. 14) (Myroie, 2013), cuyo modelo incluye los siguientes principios:

1) Las fronteras en el lente de agua dulce son los sitios preferenciales para el desarrollo de la porosidad y permeabilidad, donde la máxima disolución se presenta en el nivel freático y en la zona de mezcla abrupta, además de los sitios donde la velocidad de flujo es mayor. 2) Los cambios en el nivel del mar controlan el lente de agua meteórico-freática, considerando los cambios glacioeustáticos así como la actividad tectónica local. 3) Desarrollo de características kársticas eogenéticas y telogenéticas. 4) Las islas carbonatadas pueden ser divididas en cuatro categorías, en función de la relación entre rocas carbonatadas y no carbonatadas y su actividad tectónica regional. De este último principio, se presentan cuatro categorías de islas (Fig. 14).

Islas carbonatadas simples: son islas exclusivamente con rocas carbonatadas y con recarga autigénica. *e. g.* Bahamas.

Islas cubiertas con carbonatos: son islas con rocas carbonatadas expuestas sobreyaciendo rocas no carbonatadas con recarga autigénica. *e. g.* Bermudas.

Islas compuestas: correspondientes a islas que tienen expuestas rocas carbonatadas y no carbonatadas, con recarga allogénica y autigénica. El lente de agua meteórica freática puede ser partido y presentan conductos de cuevas en los contactos entre rocas carbonatadas y no carbonatadas. *e. g.* Barbados y Guam.

Islas complejas: estas se forman por complejas interrelaciones entre rocas carbonatadas y no carbonatadas por la actividad tectónica y el desarrollo de fallas que pueden formar acuíferos colgados, aislados etc. *e. g.* Saipan

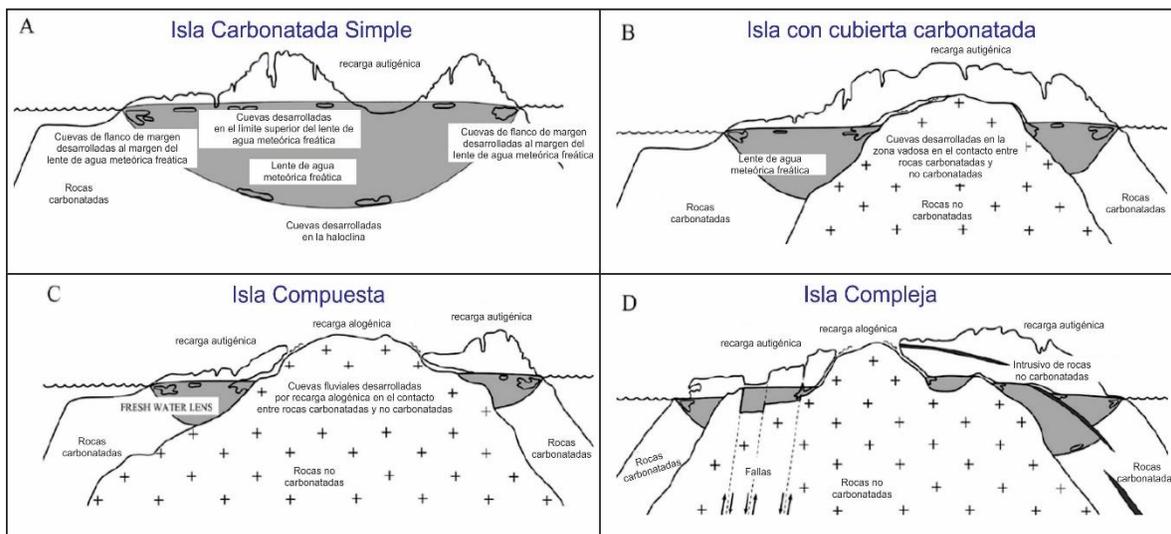


Figura 14-. Modelo kárstico de islas carbonatadas. Tomado de Mylroie (2013).

3.7. Espeleogénesis de flanco de margen

En el modelo CIKM se reconoce una morfología de cuevas muy especial, llamada cuevas de flanco de margen (FMCs, por sus siglas en inglés), cuyo modelo sustenta que la disolución y formación de los conductos son resultado por la mezcla de aguas (vadoso-freáticas y freática-marinas) en los márgenes del lente de agua meteórica freática (Mylroie y Carew, 1990; 1995; Mylroie y Mylroie, 2007; 2017; Mylroie et al., 2008; Mylroie, 2013).

Las FMCs se desarrollan como espacios vacíos por disolución dentro de un régimen de flujo difuso, careciendo de entradas. Los accesos actuales son el resultado de procesos de erosión de ladera o de colapsos, su tamaño es controlado por la longitud y el tamaño del lente

de agua dulce, por lo que estas morfologías están íntimamente ligados a la estabilidad de la posición del nivel del mar (Mylroie, 2013).

Las FMCs poseen diferentes tamaños, desde pequeñas cámaras simples hasta una compleja red de cámaras entrelazadas, además presentan sitios asimétricos relacionados a la posición del margen del lente de agua (Mylroie, 2013), las formas características de los conductos son ramiformes y del tipo spongework (Palmer, 1991; 2007).

Las morfologías que desarrollan las FMCs son de carácter freático con flujos difusos y su interior está caracterizado por paredes curvilíneas, pilares aislados de roca, cuartos globulares, áreas laberínticas y pasajes que culminan en paredes o pasajes ciegos, también presentan hoyos de campana o “*bell holes*” desarrollados en el techo, cuyo origen es poligenético incluyendo procesos de corrosión por condensación, perchas de murciélagos o flujos freáticos convectivos (Mylroie, 2013).

El desarrollo de cámaras cercanas al margen del lente de agua dulce, por lo general es evidenciado por la presencia de la cámara de mayor tamaño; el pasaje continúa su desarrollo hacia el interior del lente, es decir, con dirección tierra adentro, culminando en pasajes ciegos, los cuales se interpretan como la posición del frente de mezcla (Mylroie, 2013). Si se presenta un descenso en el nivel del mar, la espeleogénesis de flanco de margen se detiene (*e.g.* durante un *lowstand*); por otro lado, si el lente de agua meteórica freática y la posición del nivel del mar presenta mayor estabilidad (*e.g.* durante un *stillstand*), es posible que se desarrolle un segundo *set* de cámaras desarrollados paralelamente a los primeros vacíos y al margen del lente de agua dulce también en dirección tierra adentro (Mylroie, 2013).

En la Figura 15 se muestra el proceso de espeleogénesis de las FMCs desde su estadio inicial hasta una cueva con morfología compleja.

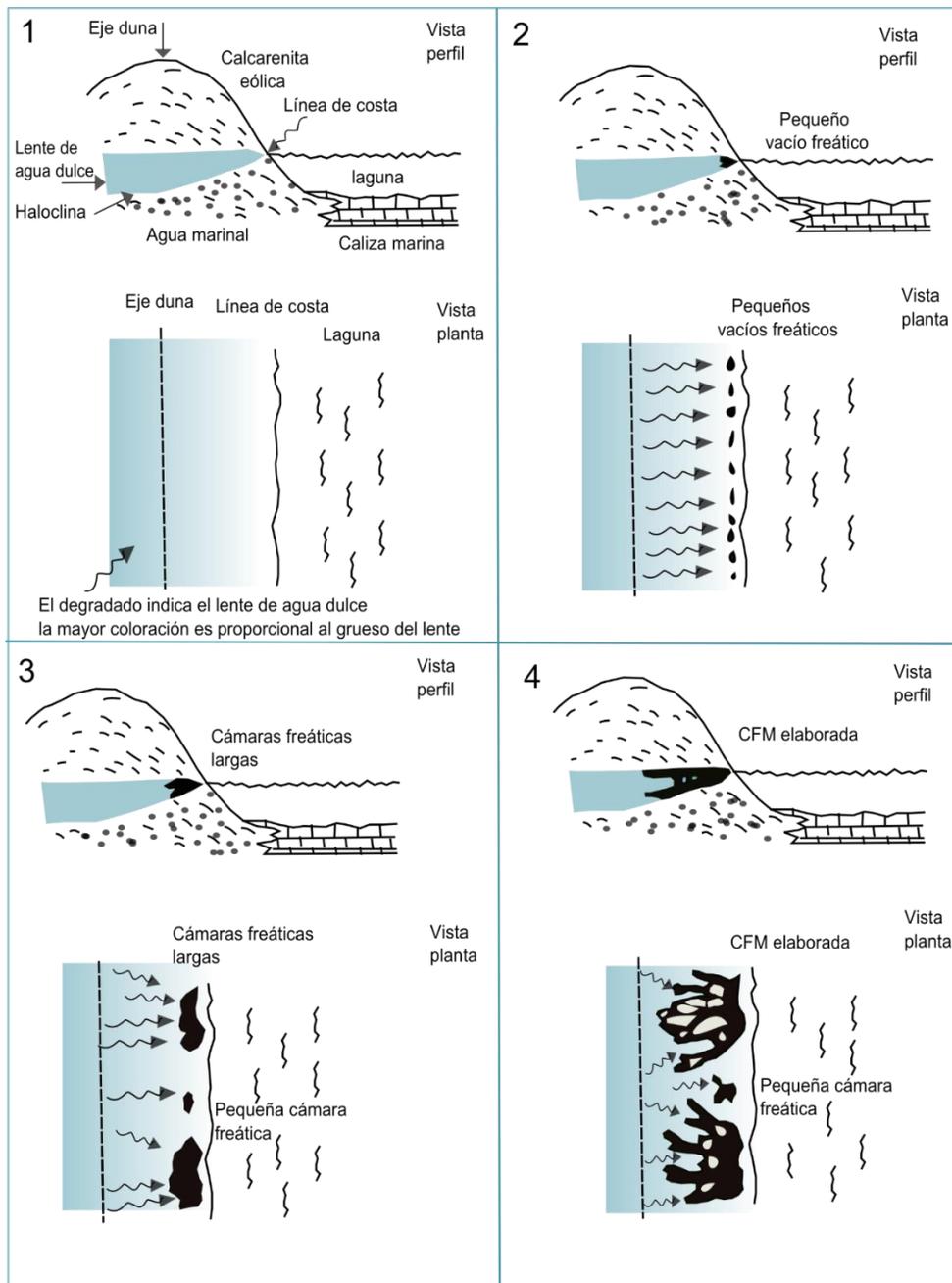


Figura 15. Espeleogénesis de las cuevas de flanco de margen, modificado de Mylroie y Carew (1990).

3.7.1. Banana Holes

Una morfología inmadura o inicial de las cuevas de flanco de margen son los llamados “*Banana Holes*”, que se desarrollan por la mezcla de agua meteórica vadosa con la parte superior del lente de agua meteórica freática (Harris *et al.*, 1995). Estos generalmente se

localizan entre los 6 y 10 m por encima del nivel del mar actual y dentro de sus conductos no alcanzan más de dos metros de altura, aunque pueden unirse con otras cámaras cercanas (Mylroie, 2013).

Estas morfologías son descritas en el archipiélago de Bahamas, parecidas y comúnmente confundidas con dolinas de colapso, con entradas de forma circular u ovalada, en donde se almacenan sedimentos y agua meteórica, lo cual los hace sitios muy fértiles para el cultivo de diferentes árboles frutales dentro de estas estructuras, por lo que recibieron su nombre (Mylroie, 2013; Mylroie et al., 2015). Actualmente se reconoce que los *banana holes* tienen un origen poligenético; sin embargo; una de las principales teorías sugiere un origen singenético (Mylroie y Mylroie 2017). Estos autores explican que estas morfologías son formadas en ambientes de línea de costa progradantes o *strandplains*, asociados a estructuras sedimentarias tipo *herringbone*. Los *banana holes* se forman inmediatamente después de la depositación de los sedimentos carbonatados, por la acción de la zona de mezcla. Al progradar la línea de costa, la zona de mezcla abandona una primera cámara o cueva formada siguiendo la progradación de la línea de costa; al mismo tiempo, el lente de agua meteórica freática avanza en tandem siguiendo a la línea de costa, reocupando el espacio que anteriormente era la posición de la zona de mezcla (Fig. 16) (Mylroie, 2013; Mylroie et al., 2015)

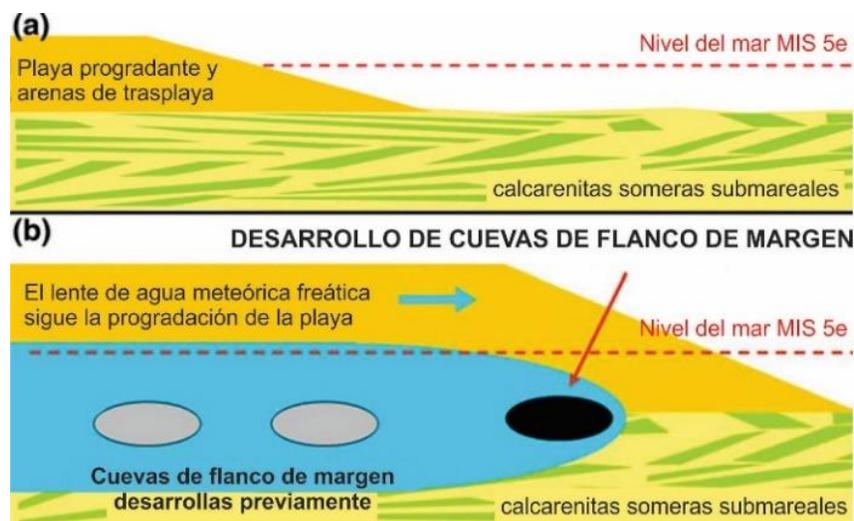


Figura 16. Modelo genético de los “banana holes” en Bahamas. Tomado de Mylroie y Mylroie (2017).

Capítulo 4. Metodología

4.1 Levantamiento de secciones y obtención de muestras

Durante las temporadas de campo realizadas en septiembre 2017 y septiembre 2018, se seleccionaron 15 sitios alrededor de la isla de Cozumel, considerandos como relevantes y representativos de las diferentes características sedimentarias preservadas en la isla. De estos sitios, se definieron un total de 13 secciones estratigráficas, correspondientes a las secciones: Jabalí, Centro, Paradise, Cedral, Chempita, Dos Paredes, Cantera Payo, Rastas, Coconuts, Cantera Transversal y cerca de esta última, las secciones Rancho San Benito y Brecha; además se obtuvieron muestras dentro de las cuevas Murciélagos y Nohoch Hool (Fig. 17). Entre todos estos sitios, se tomaron un total de 162 muestras de rocas.

Los sitios donde se localizan las secciones y muestras fueron geo-referenciados con un GPS Garmin Etrex 30 adicionado con una antena Garmin GPS 17X HVS (NMEA 0183), alcanzando una precisión de ± 3 m. Por otro lado, las secciones estratigráficas fueron descritas y medidas con un distanciómetro láser DistoX2 X310, el cual fue calibrado a partir de la adquisición de 56 mediciones de 14 ángulos diferentes, con lo que se alcanzó un error = 0.5° con respecto a la adquisición de datos, lo cual es concordante con el manual de calibración DistoX2 de Paperless Cave Surveying (2017).

4.2 Análisis petrográfico

Para estos análisis se prepararon láminas delgadas de $30 \mu\text{m}$ y se analizaron directamente bajo un microscopio petrográfico Olympus BX51. Se realizaron fotomicrografías utilizando el software Image-Pro-Plus v.5.1.1. Los carbonatos y microfacies fueron clasificados siguiendo los criterios de Dunham (1969), modificados por Embry y Klovan (1971) y Flügel (2010).

A partir de las observaciones en el microscopio petrográfico y las descripciones de campo, se asignaron las Microfacies Estándar (SMF) y las Zonas Facies (FZ) con base en Flügel (2010), cuyas características en conjunto soportan la construcción de los diagramas estratigráficos

4.3 Análisis cartográfico

4.3.1 Mapa de facies

El mapa de facies se construyó con base en los cambios altimétricos de un Modelo Digital de Elevación de Alta Resolución (HRDEM), trabajo de campo y la combinación de las interpretaciones de formas del terreno y análisis de microfacies. El mapa topográfico incluye datos de alta resolución, generados a partir de LiDAR con una escala de 1:10 000, así como datos vectoriales para la misma área a escala 1:50 000 (INEGI, 2020a). Los datos LiDAR fueron ajustados con los datos de campo de control de la Red Geodésica Nacional (INEGI, 2020b) y reclasificados manualmente para producir el HRDEM. El HRDEM generado utiliza el datum horizontal ITRF92 Epoch 1988.0 y el datum vertical NAVD88 (INEGI, 2020a, b). El mapa fue creado con 26 archivos en formato raster con una resolución horizontal de 5 metros por píxel y un metro para la resolución vertical. Todos los mapas fueron construidos y corregidos utilizando el software GIS ArcMap 10.1.

En los ambientes eogenéticos, como es la isla de Cozumel, los elementos estratigráficos están estrechamente relacionados con la superficie geomórfica (Kerans et al., 2019), además, en dichos ambientes jóvenes el nivel freático refleja la posición del nivel del mar (Vacher, 1997; Florea et al., 2007). Debido a lo anterior la medida directa del nivel freático en Cozumel, permite corroborar los datos de altitud obtenidos en el HRDEM. La precisión de la altitud en el mapa generado fue correlacionada por la medición directa entre el tope de algunas secciones estratigráficas y el nivel freático en las secciones Payo, Cantera Transversal y Chempita. Las mediciones se obtuvieron con el DistoX2 con una precisión de ± 1 cm.

4.3.2 Mapa de terrazas

El mapa de terrazas superficiales corresponde a antiguas posiciones del nivel del mar, este mapa es soportado por el mapa de facies y elaborado a partir del HRDEM en conjunto con la interpretación geomorfológica. En este mapa se agruparon las alturas en la isla con base a los mayores cambios identificables o estructuras geomórficas asociados al ambiente deposicional.

4.3.3 Mapa de paleoárea de captación de la isla de Cozumel

Recientemente se ha sugerido que la forma insular contemporánea comenzó a desarrollarse desde el Pleistoceno Tardío, a partir de la fundación de un conjunto de islas arenosas que adquirieron una morfología de atolón con un cayo central (Salgado Garrido et al., 2022). De esta manera, a partir de la actual isla de Cozumel se realizaron mediciones del perímetro y del área, generando además dos escenarios hipotéticos de antiguas áreas de captación, relacionadas a la posición del nivel del mar durante el último aumento del nivel del mar MIS 5e.

El primer escenario hipotético corresponde al área que adquieren las primeras morfologías de la isla emergida, es decir, en forma de un conjunto de islas, con una isla central, además de islas periféricas con morfología de atolón (área de terraza III). Este primer escenario corresponde a la posición del nivel del mar con + 6 m por encima del nivel del mar actual, correspondiente a la posición del nivel del mar en la península de Yucatán con base en registros sedimentarios (Blanchon et al., 2009). El segundo escenario considera el área correspondiente a la laguna interior completamente rellena de sedimentos, más el área del conjunto de islas (áreas de terraza III y II), correspondiente al descenso del nivel del mar posterior al MIS 5e.

Los valores obtenidos son comparados con los parámetros de las áreas de captación para islas propuestos por Larson y Mylroie (2018), lo cuales están estrechamente relacionados con el establecimiento del flujo subterráneo y al cambio de flujos difusos y laminares con el desarrollo de conductos freáticos con flujos turbulentos. Las medidas de perímetro y área se obtuvieron a partir de datos LiDAR con QGIS 3.4 y el identificador de sistema EPSG:32616 WGS 84 / UTM zona 16Q además por el programa Image J IJ1.46r

4.4 Cartografía y morfología de cuevas

Se recopiló la información disponible en las bases de datos que incluyen cuevas secas, cenotes y sistemas de cuevas en la isla (QRSS,2021; Robert, 2012; Sprouse, 2020). Durante el levantamiento de campo, se agregaron topografías de tres cuevas secas aisladas

(Murciélagos BH, Cantera Transversal y Nohoch Hool), además de un cenote (Chenchón). Se recopiló un total de 86 entradas de cuevas de disolución y erosión.

Se utilizó el GPS Garmin Etrex 30 con una antena Garmin GPS 17X HVS (NMEA 0183) para georreferenciar las entradas de las cuevas con una precisión de ± 3 m, mientras que para el estudio de las cuevas se utilizó el distanciómetro láser Leica DistoX310 para hacer un mapa topográfico con los métodos estándar de cuevas (Häuselmann, 2011). La calibración del distanciómetro se realizó sobre la adquisición de 56 mediciones en 14 vías con un error = 0.5° a la adquisición de datos, según el manual de calibración DistoX2 de Paperless Cave Surveying (2017).

Las entradas de las cuevas están georreferenciadas en un sistema de información geográfica (SIG) ArcGis 10.1 y QGIS 3.4.15, para determinar la ubicación e influencia de la roca huésped en el proceso espeleogenético y el desarrollo de la cueva.

Los rasgos morfológicos de las cuevas se utilizaron para identificar los patrones de las cuevas y clasificarlas según sus características. A partir del reconocimiento de los conductos freáticos y vadosos, la evidencia o la falta de indicadores de flujo, las cámaras aisladas o fusionadas, las estructuras residuales, los colapsos del techo y las estructuras sedimentarias se utilizaron para asignar la morfología de las cuevas según Mylroie y Carew (1990; 1995), Palmer (1991) y Mylroie y Mylroie (2007, 2017).

4.5. Análisis morfométricos de las cuevas de flanco de margen

Se utilizaron once mapas de cuevas para medir los parámetros e índices morfométricos como el perímetro, el área, la anchura máxima de la entrada (EW) y la anchura máxima del pasaje interno (IW), la relación área/perímetro (A/P), la relación de los ejes corto/largo de un rectángulo dibujado sobre la topografía de la cueva (AS/AL) según Roth et al. (2006), Lace (2008) y Waterstrat et al. (2010). Para las medidas se utilizó el software Image J IJ1.46r del National Institute of Health (NIH).

Adicionalmente, se utilizaron los valores de EW/IW de las FMCs de la isla de Cozumel para comparar estos valores contra los valores de FMCs de Puerto Rico de Lace (2008) y con ello soportar que las FMCs de Cozumel realmente corresponden a este tipo de cuevas. Para

ello primero se determinó que los valores de EW/IW en ambas cuevas tuvieran una distribución normal por la prueba de Shapiro-Wilk y posteriormente se compararon las poblaciones de FMCs de Cozumel y Puerto Rico a partir de la prueba t de student.

4.6 Clasificación morfológica de estructuras meso kársticas

Las morfologías kársticas costeras varían en función de las características de su roca parental, su distribución espacial y el tiempo en el que se desarrollan. En estos ambientes el dominio de las fluctuaciones del nivel del mar, cambios en el oleaje, mareas, zonas de rocío, procesos biokársticos y la zona de mezcla controlan la expresión de las morfologías kársticas costeras, presentando una distribución espacial muy particular, que con forme se alejan de la zona de playa, los procesos costeros comienzan a disminuir, aumentando las evidencias de los procesos de disolución de carácter epigenético meteórico (Gómez-Pujol y Fornos, 2010; Hortwitz y Roberts, 2010).

En la isla de Cozumel se reconoce una amplia gama de morfologías kársticas costeras, las cuales hasta el momento han sido pobremente caracterizadas. En este sentido, fueron identificadas y clasificadas morfológicamente las formas kársticas presentes en la isla, acorde a las morfologías identificadas por de Waele et al. (2009b); Gómez-Pujol y Fornos, (2010); Hortwitz y Roberts, (2010) cuya presencia es indicativa de las fluctuaciones del nivel del mar y su posición con respecto a este.

Capítulo 5. Resultados

5.1. Análisis de facies y asociación de facies

Las secciones estratigráficas comprenden las regiones más representativas de la isla de Cozumel (Fig. 17). Las secciones suelen estar compuestas por dos unidades litoestratigráficas con una amplia gama de características sedimentarias (Fig. 18). La primera unidad corresponde a una caliza bien consolidada, mientras que la segunda es una calcarenita poco cementada; ambas están separadas por el Caliche 1. En algunas secciones y prácticamente sobre toda la isla, los afloramientos sólo muestran la unidad compuesta por calcarenitas que terminan en un segundo caliche, denominado como Caliche 2, justo debajo del suelo actual. El análisis detallado permitió clasificar tres asociaciones de facies (FAs) delimitadas por tres superficies de exposición, las cuales, para una mejor comprensión, fueron separadas en dos grupos principales con base en sus características macroscópicas y microfaciales.

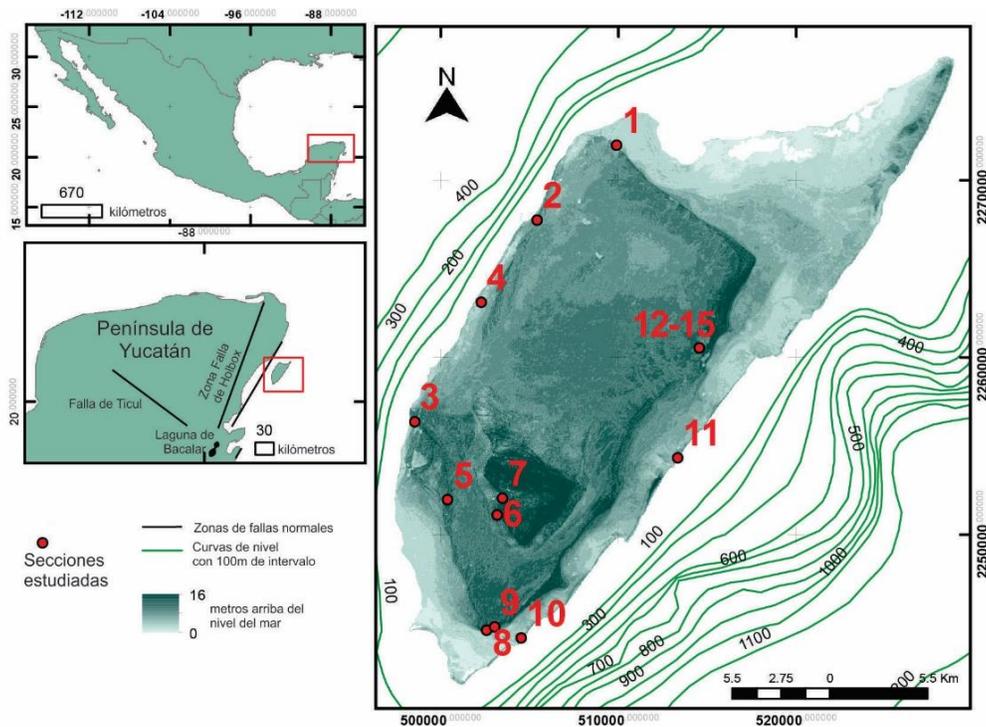


Figura 17. Ubicación de las secciones estratigráficas alrededor de la isla. . 1.- Jabalí. 2.- Centro. 3.- Paradise, 4.- Aerolito. 5.- Cedral. 6.- Chempita. 7.- Nohooch cueva. 8.- Dos Paredes. 9.- Cantera Payo. 10.- Rastas. 11.- Coconuts. 12.- Cantera Transversal. Las coloraciones en verde oscuro representan las zonas dentro de la isla con mayor altitud. Las líneas que se encuentran por delante de la línea de costa representan curvas batimétricas.

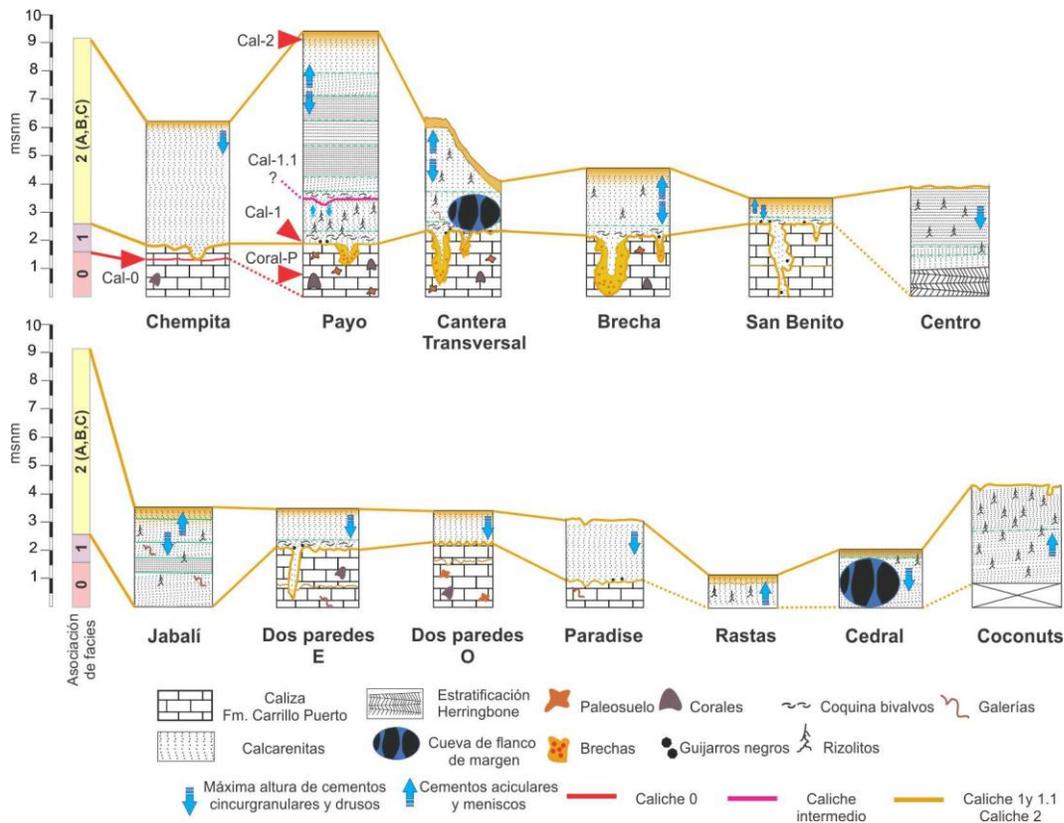


Figura 18. Secciones estratigráficas y asociaciones de facies alrededor de la isla de Cozumel. Los caliches 1 y 2 se utilizan como superficies de correlación.

5.1.1 Calizas bien consolidadas

Las secciones estratigráficas con caliza bien consolidada son generalmente canteras (Payo, Cantera Transversal, Brecha, Rancho San Benito, Paradise), cortes de carretera (Dos Paredes) y dentro del cenote Chempita (Fig. 19a-e). El espesor máximo es de 2.30 m en las secciones Rancho San Benito y Cantera Transversal, así como 2 m en la sección Payo (Fig. 19a). La sección Chempita presenta la capa Caliche 1 a 1.8 m de la posición actual del nivel freático; en esta sección aparece un tercer caliche (Cal-0) 15 cm por debajo del Caliche 1 (Fig. 19b).

Estos afloramientos muestran varias estructuras paleokársticas como conductos y brechas de colapso, así como paleosuelos pardo-rojizos, litificados y bien desarrollados que rellenan las bolsas kársticas mezclándose con el Caliche 1 (Fig. 19c-e), además se encuentran corales dispersos *in situ* (Fig. 19f). Esta unidad es subdividida en dos asociaciones de facies (FAs-0 y FAs-1), como sigue:

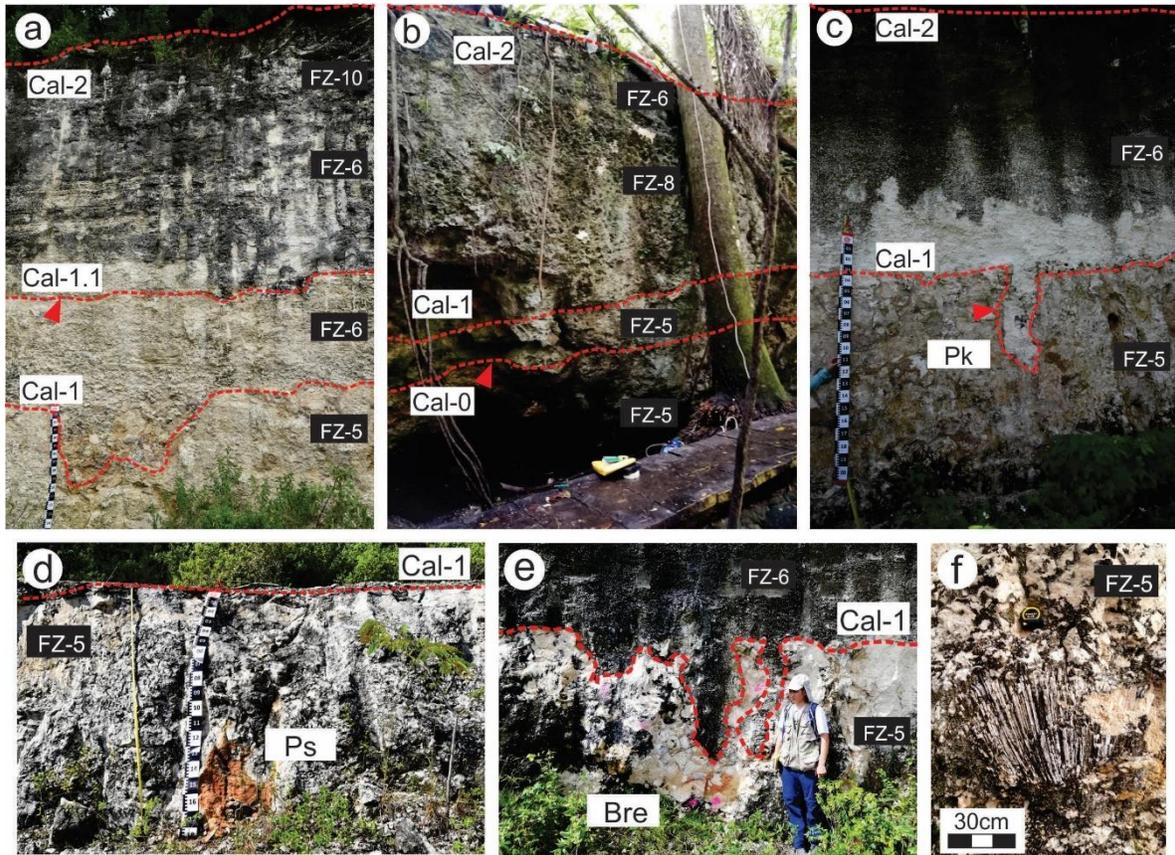


Figura 19. Secciones estratigráficas representativas de la isla de Cozumel. Secciones y muestras compuestas por estratos calcáreos bien consolidados que están cubiertos por calcarenitas friables. a) Payo es la sección más grande, con el desarrollo de tres caliches (Cal-1, 1.1, y 2); por encima de Cal-1.1 (flecha roja) las facies de calcarenita presentan un somerización. b) Chempita se encuentra dentro de la dolina del cenote Chempita, presentando caliza masiva y tres caliches (Cal-0, 1, y 2); Cal-0 (flecha roja) es un hallazgo sorprendente por debajo del Cal-1. c) Cantera transversal, se observan los caliches Cal-1 y 2. Las estructuras paleokársticas como las bolsos kársticas (Pk) (flecha roja) están rellenas de calcarenitas. d) Dos paredes, muestran un paleosuelo de color rojo pardo (Ps). e) Brecha, muestran brechas de colapso (Bre). f) Coral in situ, en el fondo de la sección del Payo.

5.1.1.1. Asociación de Facies 0

La Asociación de Facies 0 (FAs-0) aparece exclusivamente en la parte más baja de la sección Chempita, en el núcleo de la isla (Fig. 17). El espesor máximo de esta asociación es de 1.65 m y está limitado por Cal-0 (Fig. 19b).

La FAs-0 está compuesta por framestones coralinos con texturas frecuentes tipo packstone-wackestone de bioclastos y peloides altamente micritizados. La matriz es principalmente

micrítica. Los cementos en bloque o drusas son frecuentes (Fig. 20a). La FAs-0 corresponde a las microfacies estándar SMF-5 y SMF-7 depositadas en márgenes de plataforma arrecifales (FZ-5). Los corales están fuertemente afectados por la diagénesis, evidenciado por los cementos en bloques que reemplazan el aragonito de los corales (Fig. 20a-b).

5.1.1.2. Asociación de Facies 1

La Asociación de Facies 1 (FAs-1) se presenta en la parte más baja de las secciones Payo, Dos Paredes, Cantera Transversal y Rancho San Benito; además de estar por encima de FAs-0 en Chempita (Figs. 19, 20a-e). El espesor máximo es de 2.3 m, presente en la sección Rancho San Benito. El límite superior de la FAs-1 corresponde a la capa Cal-1.

La FAs-1 está compuesta por texturas tipo packstone-wackestone de bioclastos y peloides altamente micritizados en una matriz micrítica. También son frecuentes los framestones de coral. Además, aparecen abundantes pellets, peloides, equinodermos, fragmentos de foraminíferos bentónicos y organismos derivados del arrecife como algas rojas, briozoos y corales (Fig. 20c-g). Son frecuentes los cementos tipo bloque o drusas. Estas facies corresponden a las microfacies estándar SMF-5 y SMF-7 depositadas en un arrecife de margen de plataforma (FZ-5).

Las FAs 0 y 1 se asignan a la FZ-5, sólo separadas por la capa Cal-0 en la sección Chempita.

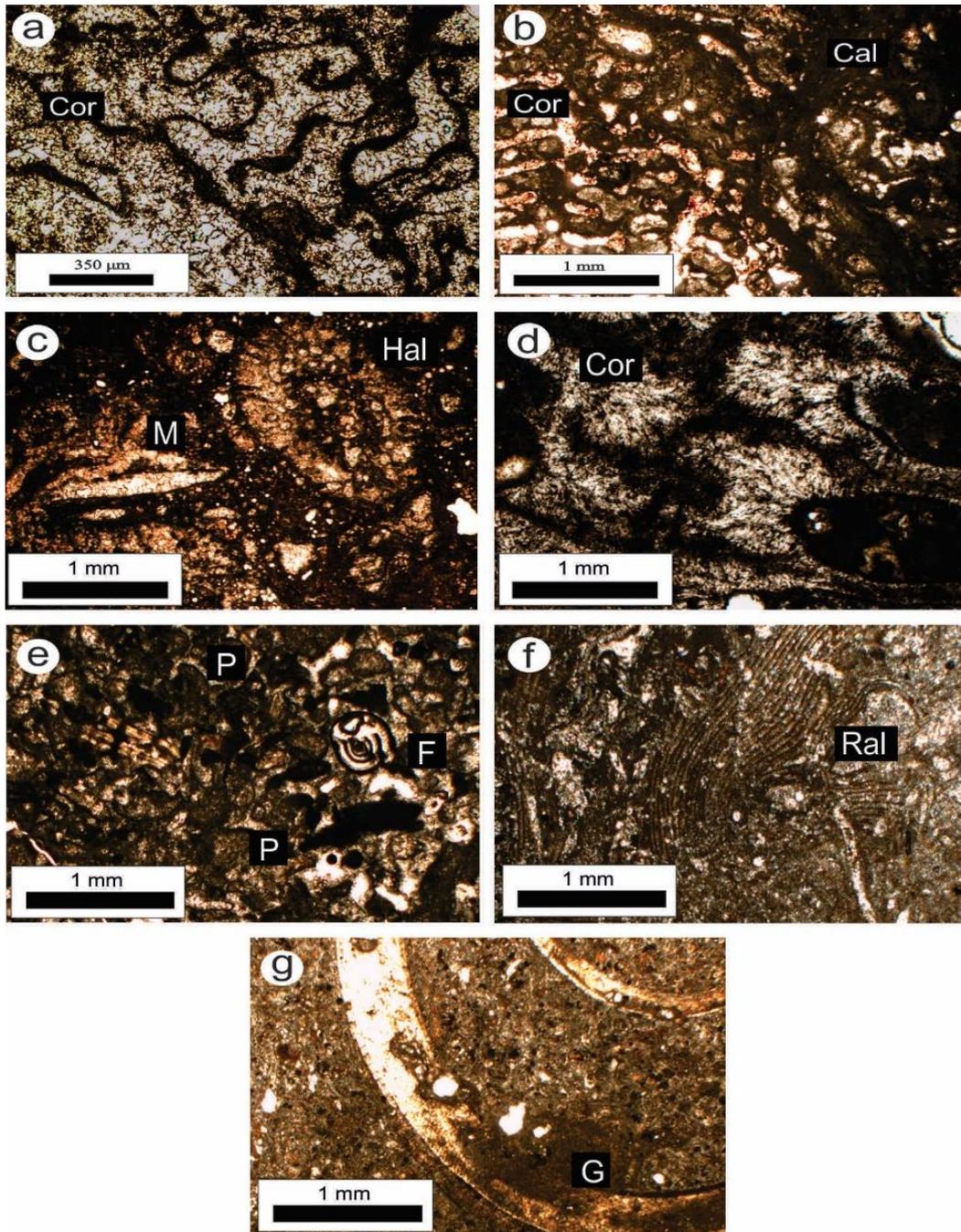


Figura 20, Asociación de facies (FAs) 0 y 1. FAs-0 es el primer registro de arrecife de margen de plataforma FZ-5. a) Coral alterado diagenéticamente, el aragonito es reemplazado por calcita en bloque. b) Contacto entre la roca huesped compuesta de coral (Cor) y el Caliche 0 (Cal). FAs-1 y segundo registro de margen de plataforma arrecifal FZ-5. c) Packstone-wackestone de bioclastos, moluscos (M) y Halimeda (Hal), sección Chempita. d) Framestone de coral (Cor), sección Payo. e) Packstone de bioclastos y peloides, altamente micritizado con presencia de foraminíferos bentónicos (F), sección Payo. f) Framestone de un alga roja coralina micritizada (Ral), sección Payo. g) Wackestone a packstone de bioclastos y peloides, altamente micritizado con presencia de algunas conchas de gasterópodos (G), sección Transversal de Cantera. Todas las fotomicrografías son con luz polarizada plana (L.P.P.).

5.1.2 Calcarenitas pobremente cementadas

Las secciones estratigráficas de calcarenitas pobremente cementadas incluyen Rastas, Jabalí, Centro, Coconuts y Cedral. Tienen un espesor variable y muestran una gama heterogénea de estructuras sedimentarias (Figs. 21-23). La sección con la capa de calcarenitas más gruesa corresponde a la sección Payo, con 7 m de espesor. Además, en esta sección se identificó un tercer caliche no descrito previamente a 1.4 m, por encima del Cal-1 (Fig. 19a). Por otra parte, la sección Chempita y las muestras de la cueva Nohoch Hool muestran calcarenitas masivas con mayores niveles de cementación (Fig. 19b). Las calcarenitas pobremente cementadas pueden ser subdivididas en tres asociaciones de facies de la manera siguiente.

5.1.2.1. Asociación de Facies 2

La Asociación de Facies 2 (FAs-2) se superpone a la FAs-1; fue dividida en tres ambientes de depósito (A, B, C) que representan variaciones laterales de facies desde el interior de plataforma protegida (FZ-8), marina abierta (FZ-7), hasta los bancos de arena supra-mareales (FZ-6). Estas facies FAs-2 aparecen en toda la isla como calcarenitas poco cementadas entre dos caliches.

5.1.2.1.1. Asociación de Facies 2A

La Asociación de Facies 2A (FAs-2A) aparece en un estrecho cinturón en la porción oriental de la isla. Esta facies constituye las formas terrestres más altas de la isla, con altitudes entre 7 y 16 msnm (Fig. 17).

Los afloramientos muestran una estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo (Fig. 21a) con capas de coquina intercaladas en la base. Se observó estratificación tipo herringbone en la Cueva de Murciélagos, situada a 250 m de la sección Transversal de Cantera (Fig. 21d). Las calcarenitas recubren abundantes superficies de paleokarst y suelen rellenar las estructuras de disolución preexistentes (Fig. 21c). En las secciones Payo, Cantera Transversal y Paradise, las capas más bajas de las calcarenitas contienen guijarros negros (*black pebbles*)

dispersos y alineados con la paleosuperficie (Fig. 21b). Se reconoce la presencia de rizoconcreciones en casi todas las secciones, sin embargo, son pequeñas en las secciones Cantera Transversal y Jabalí, mientras que en las canteras Coconuts, Payo y Rastas son de mayor tamaño (Fig. 21c).

En las secciones de Cantera Transversal y Payo, así como en la cueva del Murciélago, se desarrollaron antiguas estructuras kársticas dentro de las calcarenitas poco cementadas (Fig. 21d). En las secciones Jabalí y Cantera Transversal son frecuentes las galerías de icnofósiles como *Glossifungites* (Fig. 21e).

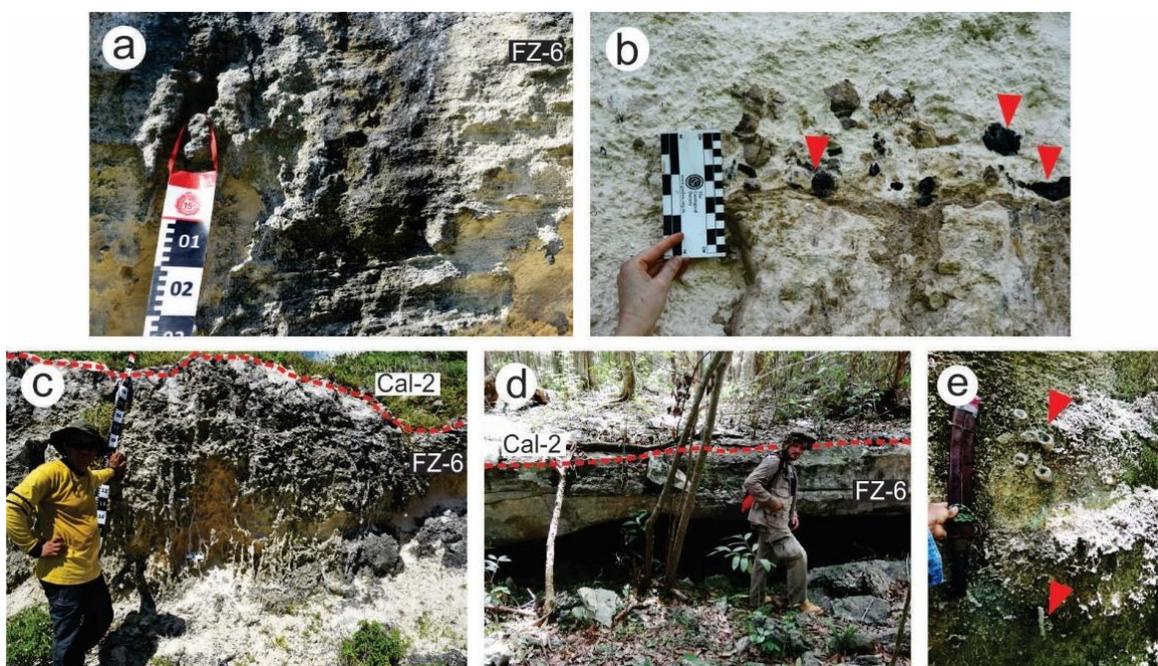


Figura 21. Características representativas de las secciones con calcarenitas pobremente cementadas de la FAs-2A. a) Estratificación paralela a bajo ángulo, sección Coconuts. b) Guijarros negros (flechas rojas) por encima del caliche 1, dentro de las calcarenitas, sección Transversal Cantera. c) Rizoconcreciones, sección Rastas. d) Cueva del Murciélago, desarrollo de macroporosidad por debajo de Cal-2. e) Icnofósiles en las calcarenitas (flechas rojas) cerca de la sección Jabalí.

En las secciones delgadas se observó un *grainstone*, de moderado a bien clasificado y redondeado de peloides y bioclastos con algunos bivalvos, gasterópodos, *Halimeda sp.*, miliólidos y fragmentos de coral (Fig. 22a-e). Los ooides y los lumps aparecen raramente.

En las secciones Rastas y Coconuts, los aloquímicos muestran un pobre redondeo y una menor clasificación con mayor porosidad interparticular (Fig. 22c).

Estas facies muestran dos generaciones de cementos, circungranular (primario) y granular (secundario) (Fig. 22d), típicos de la zona meteórica-freática o vadosa-freática. Hacia arriba de la FAs-2A se observan cementos del tipo acicular formados de calcita microcristalina considerados como asociados a antiguas raíces, los cuales son más evidentes especialmente en las secciones de Coconuts y Rastas (Fig. 22e).

Estas características son consistentes con los SMF 11 y SMF 15 depositados en bancos de arena submareales y supra-mareales (FZ-6).

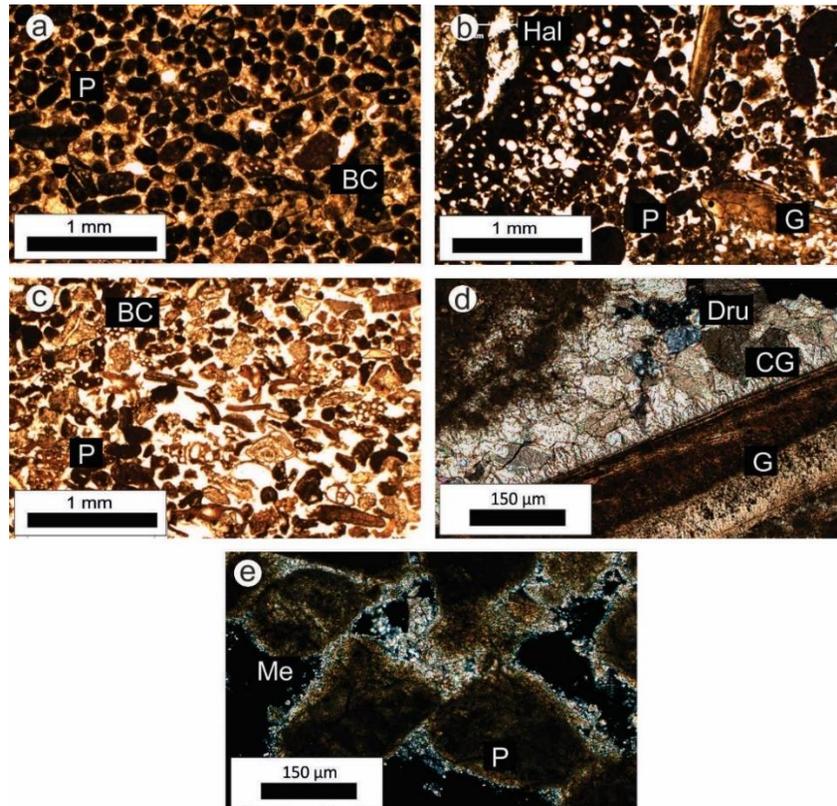


Figura 22. Asociación de facies 2A. rasgos de microfacies. Margen de la plataforma FZ-6. a) grainstone bien clasificado y redondeado de peloides (P) y bioclastos micritizados (B.C.) (P.P.L.), sección Payo. b) Grainstone-rudstone de bioclastos Halimeda (Hal), gasterópodos (G) y peloides (P), sección Cantera Transversal. c) Grainstone de peloides (P) y bioclastos (B.C.) con selección moderada y mal redondeada (P.P.L.), sección Rastas. d) Dos generaciones de cemento, circungranular (C.G.) y Druso (Dru), sobre concha de gasterópodo (G) (C.P.L.), sección Chempita. e) Cemento menisco (Me) (C.P.L.), sección Payo. Las fotomicrografías son con luz polarizada plana (P.P.L.) o luz polarizada cruzada (C.P.L.).

5.1.2.1.2. Asociación de Facies 2B

La FAs-2B se presentan en los terrenos más bajos y planos de la isla (altitud inferior a 6 metros) (Fig. 17). Esta asociación generalmente muestra estratificaciones del tipo paralela a cruzada de bajo y alto ángulo, así como *herringbone*, evidenciadas en las secciones Centro y Cedral (Fig. 23a-b). En la base de la sección Cedral, las calcarenitas aparecen de forma masiva sin una clara estratificación y contiene concentraciones de conchas (coquinas) en algunas partes.

Las microfacies están compuestas por *grainstone* de peloides y granos agregados. Se documenta un aumento de aloquímicos tipo lumps, intraclastos y peloides, asociado a una disminución del número de bioclastos recubiertos y granos esqueléticos, incluyendo algas verdes, moluscos y foraminíferos bentónicos en comparación con la FAs-2A (Fig. 23c-d). Al igual que en la FAs-2A, se identifican dos generaciones de cemento: circumgranular y druso-granular típicas de las zonas meteórica-freática y vadosa-freática. Dentro de la FAs-2B se incluyen cinco microfacies estándar (SMF-10, 11, 12coquina, 15 y 17), todas ellas depositadas en el interior de la plataforma marina abierta (FZ-7).

5.1.2.1.3. Asociación de Facies 2C

Esta asociación está compuesta por calcarenitas masivas altamente meteorizadas. Aparecen en la sección de Chempita y en la cueva de Nohoch Hool en el núcleo de la isla (a sotavento de la FAs-2A) (Fig. 17). El espesor máximo es de 4.2 m en Chempita y de 5 m en la cueva de Nohoch Hool (Fig. 23e).

Las texturas son packstone-wackestone, con peloides y bioclastos recubiertos. Los bioclastos consisten en algas verdes (*Halimeda* sp.) (Fig. 23f), moluscos (bivalvos y gasterópodos) (Fig. 23g), pequeñas cantidades de algas rojas, y foraminíferos bentónicos, Miliólidos, Rotálidos (*Nummulites* sp., *Amphistegina* sp.) y Sorítidos (*Peneroplis* sp., *Sorites* sp.) (Fig. 23h). La matriz es micrítica, mostrando en ocasiones cementos tipo druso (Fig. 23f-h). Estas facies se depositaron en una plataforma interior protegida (FZ- 8).

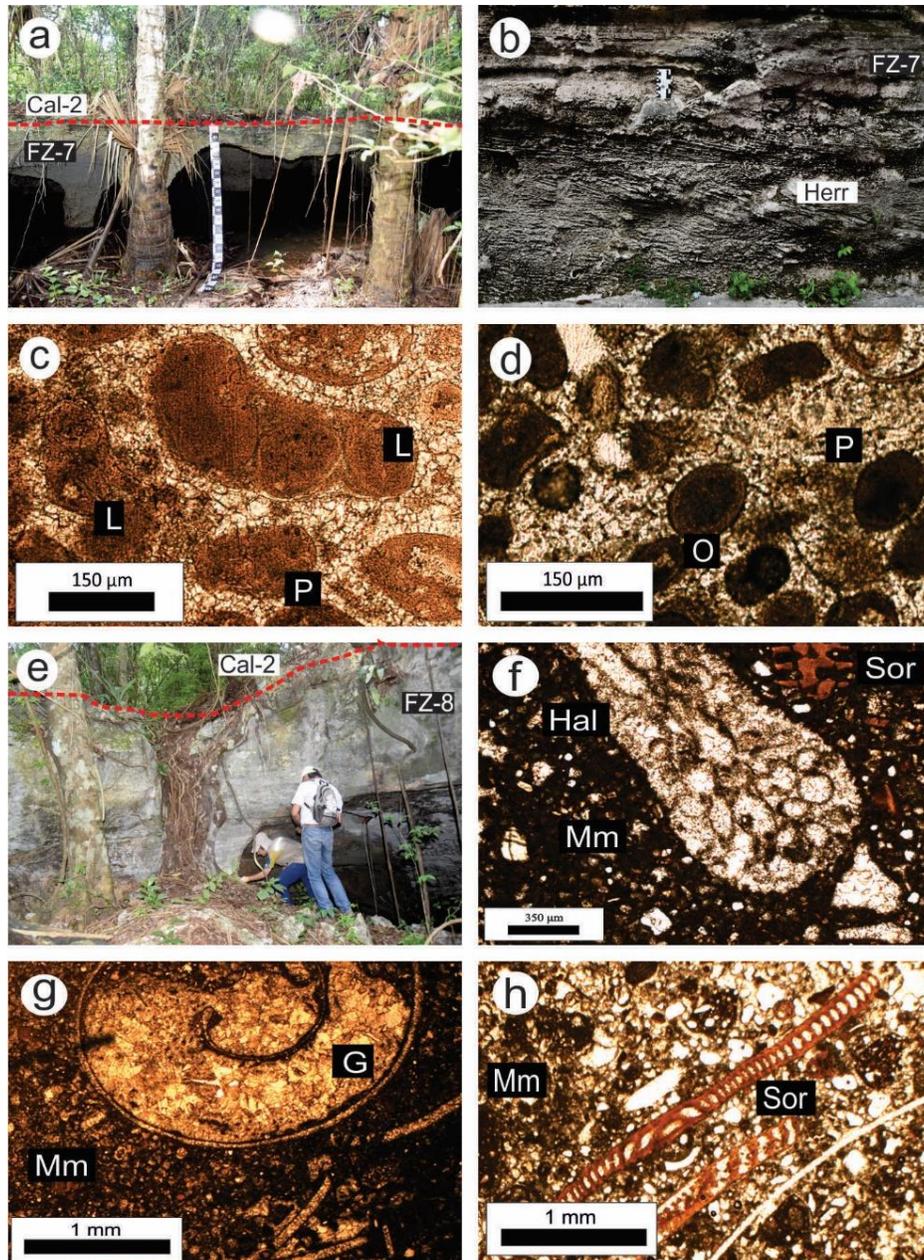


Figura 23. Calcarenitas pobremente cementadas, características representativas de las asociaciones de facies FAs-2B y 2C. FAs -2B Interior de plataforma marina abierta FZ-7. a) La sección Cedral se encuentra en el interior de la dolina, mostrando una estratificación paralela y de bajo ángulo. b) Estratificación tipo herringbone (Herr) en el fondo de la sección Centro. c) Grainstone de lumps o granos agregados (L) con peloides micritizados, sección Paradise. d) Grainstone de peloides (P) y ooides (O) con presencia de foraminíferos bentónicos, miliolidos, (P.P.L.), sección Cedral. FAs -2C. Interior de plataforma restringida FZ- 8. e) Muestra Nohoch Hool, se encuentra dentro de la dolina de una cueva del mismo nombre. f) Packstone-wackestone de bioclastos y peloides y matriz micrítica (Mm) con presencia de Halimeda sp. y foraminíferos bentónicos, Sorotidos (Sor). Sección de Chempita. g, h) Packstone-wackestone de bioclastos y peloides con matriz micrítica (Mm) con presencia de gasterópodo (G). Sección de Chempita. Todas las fotomicrografías son con luz polarizada plana (P.P.L.).

5.1.3 Superficies de exposición (Caliches)

Se reconocieron cuatro caliches que representan superficies de exposición subaéreas. Las cuales pueden dividirse como sigue:

5.1.3.1. Caliche 0 (Cal-0)

Este caliche aparece en la parte superior de la FAs-0, desarrollado a partir de caliza bien cementada. Este caliche presenta un espesor de al menos 5 cm y presenta coloraciones con tonos marrones oscuros y claros no laminados; se encuentra a la altura de 1.65 msnm.

En secciones delgadas, se puede observar una fábrica beta micrítica que crece sobre las facies coralinas (Fig. 24a). Este caliche representa la superficie de exposición en el punto más bajo de la isla en la actualidad.

5.1.3.2. Caliche 1 (Cal-1)

Este caliche está correlacionado con el Caliche 1 de Spaw (1978), mostrando laminaciones claras y oscuras, alcanzando un espesor de 5 a 10 cm cuando se mezcla con estructuras paleokársticas. Se observa comúnmente una fábrica beta micrítica (Fig. 24b) y una textura tipo boundstone (Fig. 24c) que crece sobre el framestone coralino y organismos derivados del arrecife, como las algas rojas. Cal-1 se encuentra en un rango de altura de 1.80 a 2.30 msnm.

5.1.3.3. Caliche Intermedio (Cal-1.1)

El caliche 1.1 solo se documentó en la parte media de la sección Payo. Aparece 1.4 m por encima del Cal-1, cerca de los 3.5 msnm, tiene un espesor de 3 cm, presentando una fábrica no laminada de color marrón rojizo. Este caliche muestra una fábrica alfa micrítica que crece sobre el *grainstone* bioclástico y peloidal (Fig. 24e). Comúnmente, bajo este caliche se observan grietas de desecación, nódulos con cemento circungranular y abundantes vegetomorfos.

5.1.3.4. Caliche 2 (Cal-2)

El caliche 2 se superpone a las FAs-2 (A, B, C) justo debajo del suelo actual y se correlaciona con el caliche 2 de Spaw (1978). La textura depositacional original suele perderse debido al proceso pedogenético; sin embargo, corresponde a texturas del tipo grainstone de las FAs-2. El espesor del caliche es variable, alcanzando hasta 10 cm, presenta laminaciones claras-oscuras en algunas secciones (Cantera Transversal).

Los pisoides pedogenéticos se presentan dentro de una matriz micrítica rojiza (Fig. 24f). Se observa una fábrica alfa micrítica en conjunción con cementos circungranular y drusos a granulares; frecuentemente aparecen algunos cementos meniscos y pendientes.

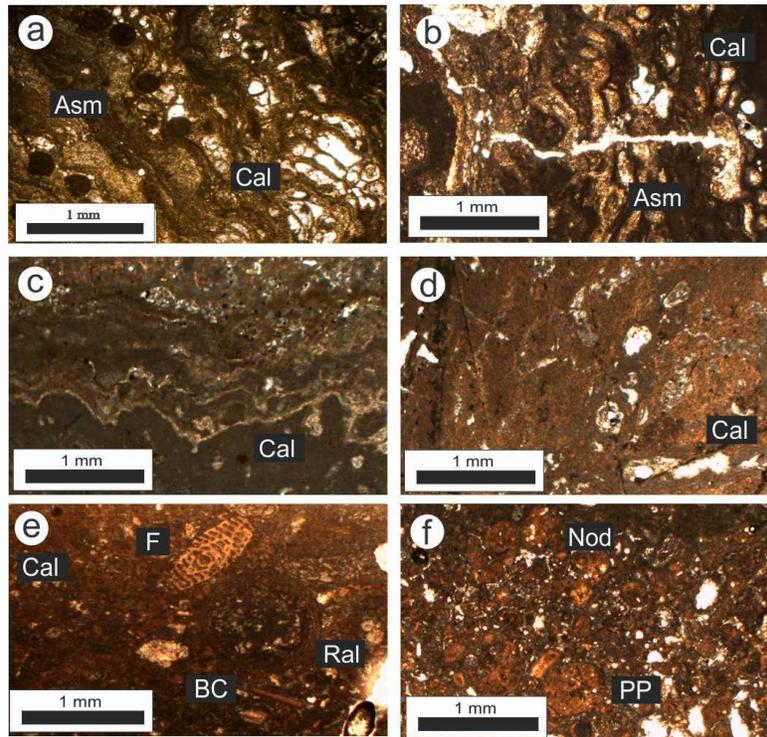


Figura 24. Características de los caliches. a) Caliche 0 (Cal-0) con fábrica beta micrítica, estructuras septales alveolares intercaladas entre láminas micríticas (ASm.) b) Caliche 1 (Cal-1) con fábrica beta micrítica, estructuras septales alveolares intercaladas entre láminas micríticas (ASm), sección Chempita. c) Caliche 1 (Cal-1) con fábrica beta micrítica o textura boundstone, sección Cantera Transversal. d) Caliche 1.1 (Cal-1.1) calcreta compacta con matriz micrítica y arcilla rojiza, sección Payo. e) Caliche Intermedio (Cal-Int) este caliche muestra un grainstone bioclástico, compuesto por bioclastos (BC), foraminíferos (For) y algas rojas (Rad). f) Caliche 2 (Cal-2) calcreta con textura nodular (Nod) y pisoides pedogenéticos (PP), matriz micrítica y arcilla rojiza, sección Cantera Transversal. Fotomicrografías son con luz polarizada plana (L.P.P.).

5.2 Análisis cartográfico

5.2.1 Mapa de facies y terrazas

Se realizó el mapa de facies a partir de los datos LiDAR junto con una interpretación de las formas del terreno para identificar tres terrazas morfoestratigráficas diferentes, relacionadas a los cambios de la altitud. Estas terrazas morfoestratigráficas están asociadas a la zona de facies correspondiente a la unidad 2 (FAs 2A, B, C) o arenas carbonatadas pobremente consolidadas, representando la totalidad de los depósitos superficiales de la isla correspondientes a antiguas posiciones del nivel del mar (Fig. 25).

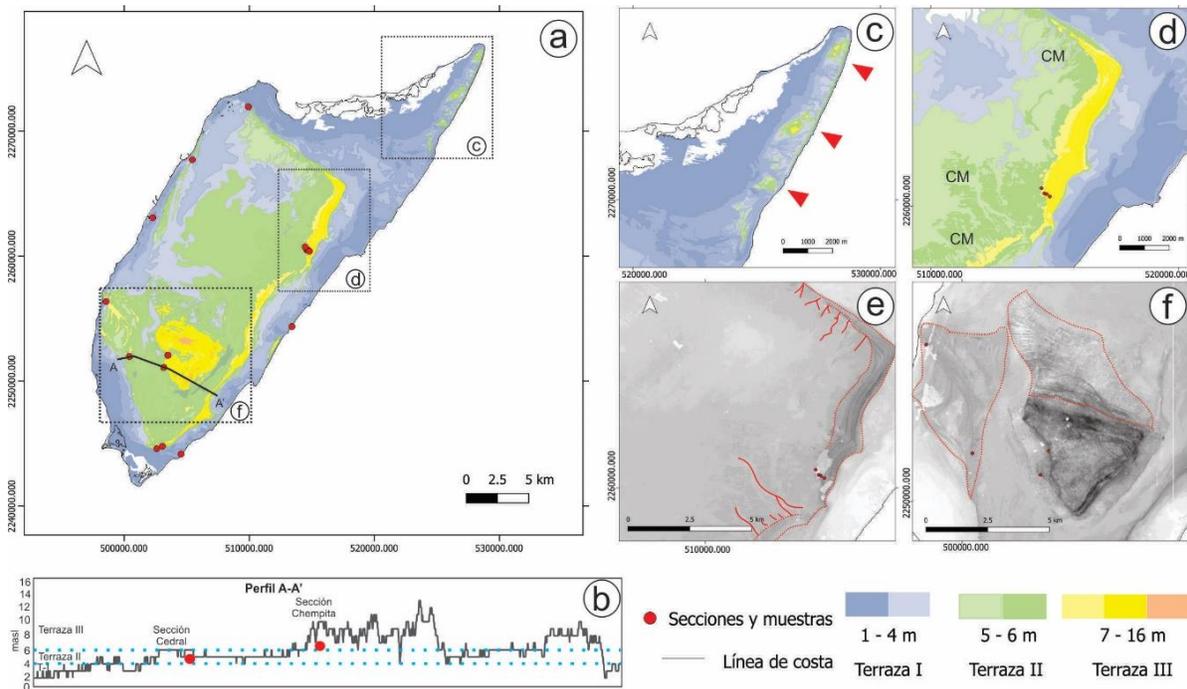


Figura 25. Mapa de distribución de terrazas. a) Mapa de terrazas de la isla de Cozumel vinculado a las zonas de facies y rasgos geomorfológicos. b) Perfil A-A' asociado a las terrazas actuales. c) Antiguos cayos aislados (flecha roja) a lo largo de la costa noreste. d) Interpretación de isla de arena, correspondiente a FAs-2A (en amarillo) o Terraza II, desarrollando condiciones de laguna protegida en el lado de sotavento (en verde), esta unidad presenta dos escalones correspondientes a 6 y 5 msnm dentro de la Terraza II. Además, la terraza II esta disectada por canales de marea (CM) que transportan sedimentos a sotavento. Imágenes HRDEM para observar las estructuras (e-f). e) Misma región que en el recuadro anterior d), mostrando una antigua progradación de las crestas de playa (línea roja de puntos), desarrolladas a sotavento de la unidad, llamadas antiguas islas arenosas estrechas, dichas crestas de playa, se mezclan con la Terraza II. f) Progradación de la cresta de la playa en el flanco del antiguo Cayo Central y desarrollo de bancos de arena (línea roja de puntos).

.3.1 Terraza I

Se relaciona con una forma de terreno plana, ubicada entre 1 y 4 msnm, tiene contacto con la línea de costa y la plataforma de abrasión actual, rodeando a la terraza II y III. Esta terraza cubre un área de 256 km² y representa el 54% de toda la isla. La terraza I se correlaciona con la FAs-2B (Fig. 25).

5.3.2. Terraza II

La terraza II también se relaciona con una forma del terreno plano, se localiza hacia la parte central de la isla, encerrada por la geoforma semicircular o terraza III. Internamente, la terraza II se compone de dos escalones o una terraza inferior correspondiente a 5 msnm y una terraza superior correspondiente a 6 msnm, ambas terrazas tienen canales de marea en la dirección de las zonas inferiores (Fig. 25 d, e). Dentro de la terraza II la progradación de antiguas crestas de playa está presente a lo largo de los bordes del límite inferior de la terraza III (Fig. 25). La terraza II cubre 158 km² y representa el 33.7% de la superficie expuesta de la isla. Al igual que la terraza I se correlaciona con la FAs-2B.

5.3.3. Terraza III

La Terraza III está relacionada con antiguas islas de arena que superan los 7 msnm hasta los 16 msnm, coincidiendo con las zonas más altas de la isla actualmente (Fig. 25). La Terraza III está por encima de antiguos altos topográficos de caliza bien consolidada, distribuyéndose principalmente hacia el lado este de la isla, cubriendo actualmente un área de 54 km² y representando el 11.5% de la superficie total de la isla.

En el noreste y el este, se localizan geoformas de montículos aislados cerca de la línea de costa (Fig. 25c). Estas morfologías fueron reportadas previamente como domos (Spaw, 1978); sin embargo, por su morfología y composición microfacial, se han llamado pequeños cayos aislados antiguos.

Hacia el centro de la isla, emerge una geoforma de cresta, alineada con la actual línea de costa oriental, la geoforma tiene 2 km de ancho y 25 km de largo. Spaw (1978) reconoció esta estructura como una cresta de menor longitud y fragmentada. A partir de los datos

LiDAR, adicionalmente a la continuidad de la cresta, se identificó que al final de ambos lados de dicha cresta, ésta tiene un cambio de dirección hacia el oeste, proporcionando una geoforma en forma de semicírculo. También es posible identificar antiguos canales de marea que disectan la geoforma semicircular, mezclándose con la terraza II (Fig. 25d, e). A partir de esta morfología semicircular, se decidió nombrarla como “una antigua morfología similar a un atolón” compuesta por antiguas islas de arena de franja estrecha con forma semicircular.

Por otro lado, en el núcleo actual de la isla, se encuentra la geoforma más alta de la isla. Esta geoforma presenta una morfología trapezoidal con una topografía irregular, que no había sido identificada por Spaw (1978). Esta geoforma trapezoidal se encuentra a sotavento de la morfología de atolón (Fig. 25f). Se nombró a esta geoforma “antiguo cayo central”, debido a las similitudes morfológicas con los cayos de los entornos caribeños actuales. Además de estas geoformas del terreno, se identificó en el flanco norte del antiguo cayo central y en el lado de sotavento de la geoforma tipo atolón, la progradación de las antiguas crestas de playa fusionándose con la terraza II (Fig. 25f).

El antiguo cayo central y las islas estrechas antiguas que generan la morfología tipo atolón son islas arenosas correspondientes a la FAs-2A y muestran una secuencia de somerización y agradación, evidenciando un cambio de sedimentos submareales a supra-mareales, terminando en la formación de la capa Cal-2.

5.3.2 Mapa de paleoárea de captación

A partir del mapa de terrazas de la isla de Cozumel y del registro del nivel máximo del mar del MIS 5e de 6 msnm en la Península de Yucatán (Blanchon et al., 2009), se generaron dos escenarios hipotéticos de la paleoisla de Cozumel durante el Pleistoceno Tardío. De estos escenarios hipotéticos se obtuvieron dos valores de geometrías hipotéticas para determinar la posible área de captación sobre el nivel del mar durante ese periodo; además se obtuvo el área de captación actual, a partir de la geomorfología actual. (Fig. 26).

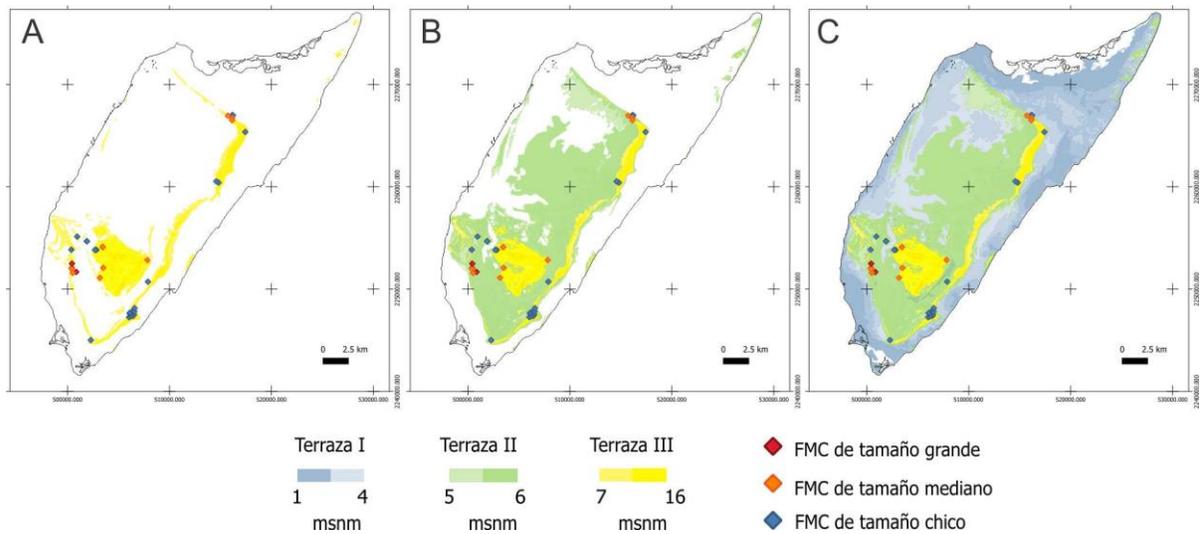


Figura 26. Zona de captación de la isla de Cozumel. A) La primera zona de captación hipotética corresponde al antiguo cay central y las islas de franja estrecha durante la morfología de atolón. B) La segunda zona de captación hipotética corresponde al antiguo cay central y las islas de franja estrecha más el relleno de la laguna. C) Zona de captación actual, con tres terrazas. Los rombos representan las entradas de la FMC y el color el tamaño de las cuevas.

El primer escenario hipotético corresponde únicamente a los valores de las islas durante la morfología de atolón compuesto por un cay central e islas de franja estrecha definiendo una laguna central (Fig. 26A), y que actualmente corresponde a la terraza III. El antiguo cay central tiene un perímetro de 27.2 km y una superficie de 22.8 km², mientras que las islas de franja estrecha tienen un perímetro de 62.6 km y una superficie de 21.1 km² (Tabla 1). El segundo escenario hipotético (Fig. 26B) considera el área y el perímetro de las islas de la franja estrecha y el cay central más el área de la laguna central del atolón, correspondiendo actualmente a la terraza II, de la cual se obtuvo un perímetro de 113.2 km y un área de 201.6 km² (Tabla 1). Por último, la zona de captación actual de la isla de Cozumel (Fig. 26C) es de 470 km² mientras que el perímetro corresponde a 116.25 km (Tabla 1).

| Forma Isla de Cozumel | Características geomórficas | Perímetro km | Área km ² | Radio km | Tamaño de isla | Flujo Subterráneo | Tipo de conducto | Morfología de cueva | MIS |
|------------------------------------|--------------------------------------|--------------|----------------------|----------|----------------|-------------------|---|--|--------|
| Isla hipotética circular* | | 62.832 | 314.178 | 10 | Larga | Turbulento | Freático | NA | NA |
| Forma actual | Terrazas I, II, y II | 116.245 | 469.932 | ~9 | Larga | Turbulento | Freático, vadoso | Multifase y superimpresión de procesos | 1 |
| Isla de mayor tamaño que la actual | | > | > | > | Larga | Turbulento | Freático, vadoso, alcanzan la mayor profundidad | Multifase y superimpresión de procesos | 5d a 2 |
| Segunda isla hipotética | Primera isla hipotética + Terraza II | 113.266 | 201.606 | < | Pequeña | Difuso | FMCs aisladas | FMCs aisladas y fusionadas | 5e |
| Primera isla hipotética | Antiguo cayo central | 27.268 | 22.837 | < | Pequeña | Difuso | FMCs aisladas | FMCs aisladas y fusionadas | |
| Similar a un atolón | Antiguas islas estrechas | 62.603 | 21.131 | < | Pequeña | Difuso | FMCs aisladas | FMCs aisladas y fusionadas | |

Tabla 1. Áreas de captación de la isla de Cozumel. Se refiere a las áreas sobre el nivel del mar. La primera isla hipotética corresponde a la isla de Cozumel cuando el nivel del mar alcanza el máximo durante el último nivel del mar alto MIS 5e en morfología de atolón con antiguo cayo central (Salgado-Garrido et al., 2022) a 6 msnm de la posición actual del nivel del mar (Blanchon et al., 2009). La segunda isla hipotética corresponde a la forma de isla si la morfología tipo atolón (isla hipotética 1) más la terraza II estuvieran expuestas. *La isla circular hipotética es el tamaño umbral para formar grandes conductos freáticos epigenéticos a partir del modelo de Larson y Mylroie (2018). NA se refiere a no aplicable. MIS se refiere a la etapa isotópica marina en la que probablemente se formaron las morfologías kársticas. Los datos se obtuvieron del DEM (INEGI, 2020a), y las medidas de las formas de la isla de Cozumel se obtuvieron mediante el software Image J.

5.4 Morfologías de cuevas de flanco de margen en la isla de Cozumel

Basándose en la morfología de las cuevas, sólo 39 cuevas o parte de ellas se reconocen como FMCs (Tabla 2). Las FMC se localizan hacia el centro de la isla y están por encima del nivel actual del mar, se distribuyen en los flancos de la terraza III y la terraza II, especialmente en las antiguas crestas de la playa progradantes (Fig. 27A, B, C). Las FMCs son cuevas aisladas y dispersas con evidencias de pasajes freáticos sin un gran desarrollo horizontal y señales de flujo, asociadas a una altura de 3-6 msnm (Fig. 28). Las entradas de las cuevas son formas semicirculares con anchura variable, asociadas a bloques de escombros en el centro de la entrada, y con una altura vertical restringida entre 1-5m. Tienen una relación anchura/profundidad superior a 1. Las FMCs fueron divididas en tres morfologías como sigue:

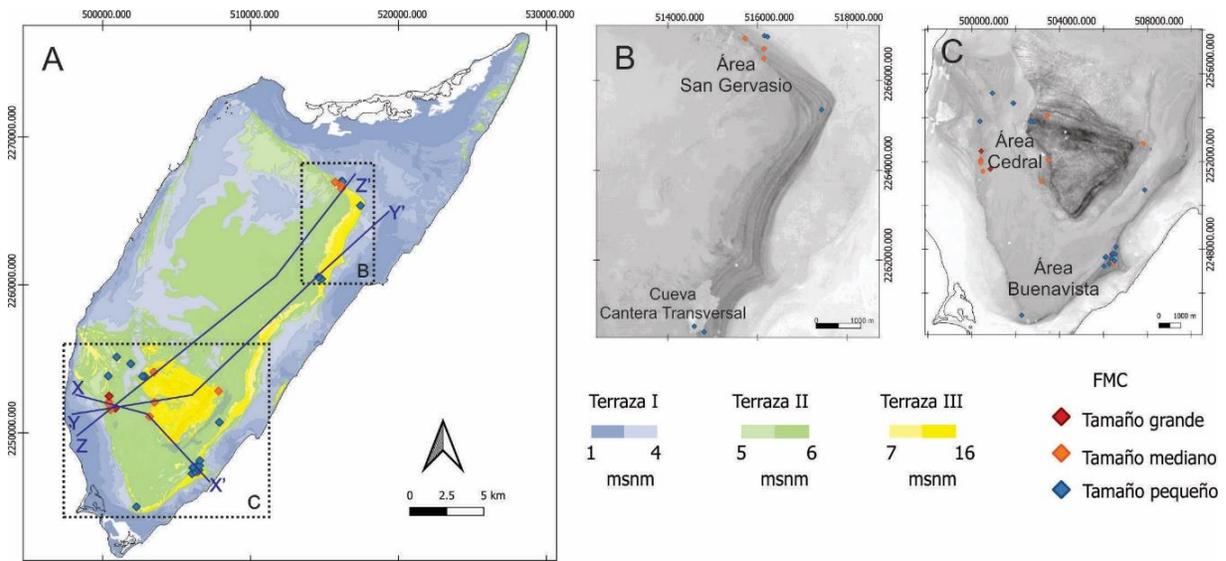


Figura 27. Mapa de terrazas y características de la isla de Cozumel. A. Mapa general de terrazas con las entradas de las FMCs; los diamantes de color y de diferentes tamaños representan la huella areal de las cuevas. Las FMC grandes (diamante rojo), las FMC medianas (diamante naranja) y las FMC pequeñas (diamante azul), mientras que X, Y y Z corresponden a los perfiles topográficos. Los mapas B y C de la derecha corresponden al MDE (INEGI, 2021a) para visualizar algunos rasgos geomorfológicos. B. Zona de San Gervasio, las FMC se presentan en los flancos de la terraza III y entre la antigua progradación de la cresta de la playa. C. Corresponde a la zona de Buenavista (hacia el este), las entradas de los FMCs son similares sobre la antigua progradación de la cresta de la playa en la terraza III. Hacia el oeste se localiza el área de Cedral que se desarrolla en la terraza II también sobre antiguas crestas de playa.

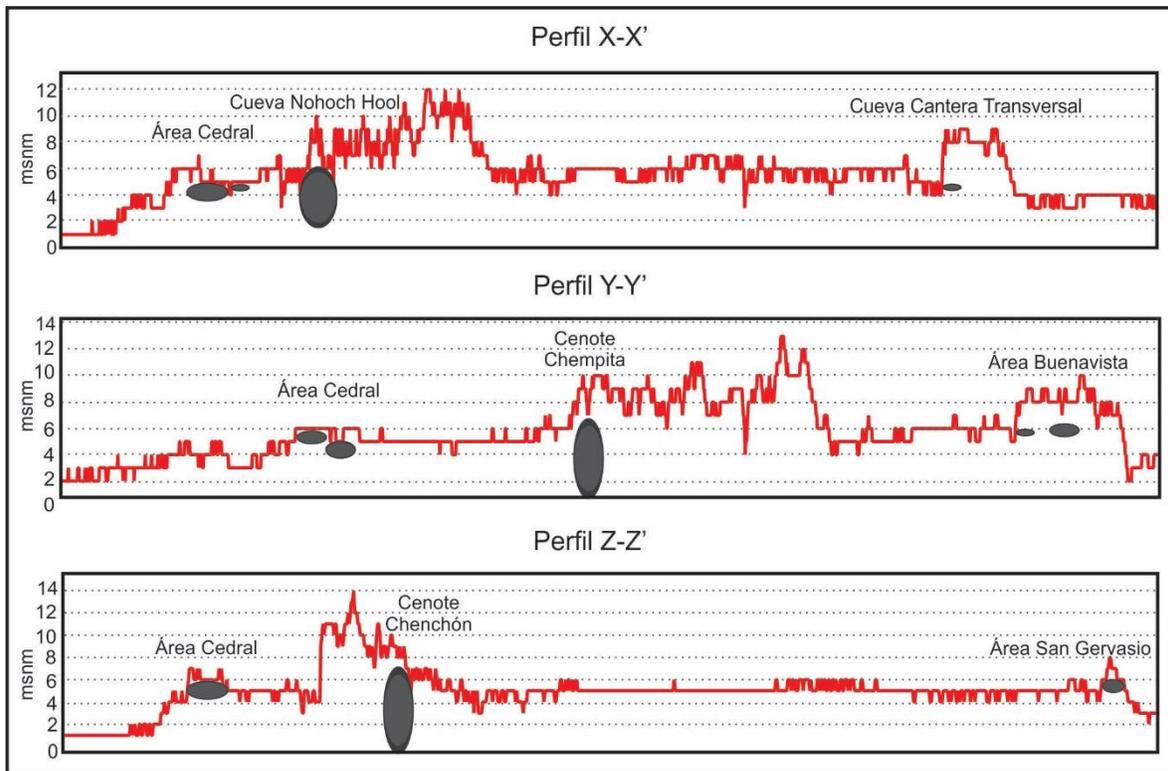


Figura 28. Perfiles topográficos y posición de las FMCs en la isla de Cozumel. desde el mapa general de terrazas de la Figura 2A. El perfil X-X' va del área de Cedral a la Cantera Transversal, Y-Y' del área de Cedral al área de Buenavista, y Z-Z' del área de Cedral al área de San Gervasio. El óvalo negro corresponde a los FMC. El tamaño del óvalo lateral indica la huella areal de la cueva y el tamaño vertical corresponde al alcance, los cenotes Chenchón y Chempita alcanzan el nivel freático, llegando a -60 mdnm.

| | Nombre cueva | Latitud °N | Longitud °E | Distancia (m) | Altura pasaje (m) | Tipo de cueva | Entrada por Terraza | Región de la isla | Estructura geomorfológica asociada |
|-----------|--------------------------------|-----------------------|------------------------|--------------------------|----------------------------------|-----------------------------|------------------------------------|------------------------------|--|
| 1 | Cueva San Gervasio 1 | 2267003.47 | 516153.51 | ND | < 2 | FMC | II | San Gervasio | Terrenos planos y antiguas crestas de playa |
| 2 | Cueva San Gervasio 2 | 2266980.47 | 516221.51 | ND | ND | FMC | II | San Gervasio | Terrenos planos y antiguas crestas de playa |
| 3 | Cueva San Gervasio 3 | 2266945.51 | 515720.73 | 25 | 2 | FMC | III | San Gervasio | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 4 | Cueva San Gervasio 4 | 2266711.07 | 516138.97 | ND | ND | FMC | III | San Gervasio | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 5 | Cueva San Gervasio 5 | 2266494.16 | 516137.3 | 32 | ND | FMC | III | San Gervasio | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 6 | Cueva Pelovino | 2265351.89 | 517430.24 | 10 | ND | FMC | III | San Gervasio | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 7 | Chen Chile | 2255119 | 500942 | ND | ND | ND | II | Cedral | Terrenos planos y antiguas crestas de playa |
| 8 | Cueva de los Murciélagos | 2253839 | 500374 | ND | ND | FMC | II | Cedral | Terrenos planos y antiguas crestas de playa |
| 9 | Cenote Chenchón | 2254097.97 | 503449.35 | 32 | ND | FMC + cenote indiferenciado | III | Cedral | Antiguo cayo central |
| 10 | Cenote Chechen Ha | 2254101.07 | 503459.15 | ND | ND | FMC + cenote indiferenciado | III | Cedral | Antiguo cayo central |
| 11 | Cenote Chempita/ Cheen Pita | 2251091.83 | 503168.89 | 791 | 60 | FMC + cenote indiferenciado | III | Cedral | Antiguo cayo central |

| | | | | | | | | | |
|-----------|---------------------------|------------|-----------|-------|-----|-----|-----|------------|--|
| 12 | Cueva Nohoch Hol | 2252065.18 | 503498.38 | 41.98 | 5.2 | FMC | III | Cedral | Antiguo cayo central |
| 13 | Cueva Mariposa | 2253819 | 502831 | ND | ND | FMC | III | Cedral | Antiguo cayo central |
| 14 | Cueva Ariadna | 2253819 | 502686 | ND | ND | FMC | III | Cedral | Antiguo cayo central |
| 15 | Cueva San German | 2254660 | 501903 | ND | ND | FMC | II | Cedral | Terrenos planos y antiguas crestas de playa |
| 16 | Cueva San Gabriel | 2254670 | 501889 | ND | ND | FMC | II | Cedral | Terrenos planos y antiguas crestas de playa |
| 17 | Cueva Palma Secuestrada | 2252084 | 500421 | 26.6 | ND | FMC | II | Cedral | Antiguas crestas de playa |
| 18 | Cueva Palmar | 2252043 | 500406 | 37.95 | ND | FMC | II | Cedral | Antiguas crestas de playa |
| 19 | Cueva Ferchango/ CED 1 | 2251952 | 500406 | 34.3 | ND | FMC | II | Cedral | Antiguas crestas de playa |
| 20 | Cueva Escondida/ CED 3 | 2251566 | 500508 | ND | ND | FMC | II | Cedral | Antiguas crestas de playa |
| 21 | Aktun Balam/ CED4 | 2251664 | 500848 | 54.46 | 2 | FMC | II | Cedral | Antiguas crestas de playa |
| 22 | Cedral track | 2252479.78 | 500428.42 | 100 | 1.7 | FMC | II | Cedral | Antiguas crestas de playa |
| 23 | Cueva Yaxché | 2244998 | 502279 | ND | ND | FMC | III | Payo | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 24 | Cueva Ruinas | 2247238 | 506033 | ND | ND | FMC | III | Buenavista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |

| | | | | | | | | | |
|-----------|----------------------|---------|--------|-------|----|-----|-----|-----------|--|
| 25 | Cueva de la llanta | 2247352 | 506262 | ND | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 26 | Cueva Magnolia | 2247343 | 506432 | 34.05 | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 27 | Cueva Espinosa | 2247484 | 506509 | ND | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 28 | Cueva Wilberto | 2247600 | 506366 | ND | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 29 | Cueva Ramon | 2247630 | 506088 | ND | ND | FMC | II | Buenvista | Terrenos planos y antiguas crestas de playa |
| 30 | Cueva Mosquito | 2247679 | 506118 | ND | ND | FMC | II | Buenvista | Terrenos planos y antiguas crestas de playa |
| 31 | Cueva Buena Vista | 2247785 | 506381 | 53.6 | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 32 | Cueva Polo | 2247795 | 506440 | ND | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 33 | Cueva Piramide | 2247817 | 506436 | ND | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 34 | Cueva del Cementerio | 2247785 | 506547 | ND | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 35 | Cueva Chac Mol | 2248118 | 506571 | ND | ND | FMC | III | Buenvista | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |

| | | | | | | | | | |
|-----------|---------------------|------------|-----------|-------|------|-----------------------------|-----|---------------------|--|
| 36 | Laguna Verde | 2250710.35 | 507885.57 | ND | ND | FMC + cenote indiferenciado | II | Buenvista | Terrenos planos |
| 37 | Cenote Basurero | 2252820 | 507830.3 | ND | ND | FMC + cenote indiferenciado | III | Buenvista | Antiguo cayo central |
| 38 | Cantera Transversal | 2260522 | 514585.9 | 15.59 | 1.06 | FMC | III | Cantera Transversal | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |
| 39 | Murciélagos BH | 2260396 | 514808.4 | 7.17 | .95 | FMC | III | Cantera Transversal | Antiguas islas estrechas y antiguas crestas de playa |

Tabla 2. Inventario de cuevas de flanco de margen en Cozumel. El tipo de cueva se refiere a la morfología espeleogénica predominante. La estructura geomorfológica asociada y la terraza de entrada se refieren a la posición y al lugar donde se reconocen las entradas de las cuevas.

5.4.1. Cenotes-Cuevas de flanco de margen

Los cenotes-FMC exhiben una zona subaérea y de inundación, se encuentran en la región más interna de la isla en los flancos del antiguo cayo central (Salgado-Garrido et al., 2022) representado por los cenotes Chempita, Chenchón, Chechen Ha y Basurero. Las entradas se encuentran en la terraza III con formas circulares a ovaladas, la parte superior de las cuevas está limitada por la capa caliche 2 (Spaw, 1978; Salgado-Garrido et al., en revisión). La porción subaérea consiste en 6-8 msnm de calcarenitas altamente intemperizadas antes de alcanzar el nivel freático (Fig. 29A-D).

Las porciones subaéreas corresponden a una cámara globular, regularmente el ancho de la entrada es menor que el ancho interior de la cámara, como en los cenotes de Chempita y Chenchón, las paredes presentan abundantes estalactitas tufáceas y pequeñas cámaras globulares con pasajes de terminación ciega (Fig. 29A-D). Las zonas subacuáticas han alcanzado hasta ahora una profundidad de más de -60 mdnm a través de pasajes subhorizontales y verticales con estructuras de colapso y evidencias de carbonatos secundarios (Chempita y Chenchón). Los cenotes Chempita y Basurero presentan morfologías similares.

5.4.2. Cuevas de Flanco de Margen

Se definen dos tipos de FMCs basados en su distribución en la isla y características morfológicas. Las primeras FMCs se relacionan con cuevas en los flancos de la terraza III (antiguo cayo central) y las segundas FMCs pertenecen a cuevas desarrolladas en la antigua progradación de la cresta de la playa, desarrollada entre la terraza II y III (Figs. 27-28). En los flancos del antiguo cayo central se desarrollan las cuevas de Nohoch Hool, Ariadna y Mariposa en la parte media de esta estructura geomórfica sin llegar al nivel freático (Fig. 27-29). Las entradas de las cuevas están entre 7-9 msnm. Los techos están cerca de la superficie, delimitados por el Caliche 2. En el interior de las cuevas, la altura está restringida a ~5 m; estas cuevas se caracterizan por morfologías freáticas de cámaras lenticulares a ovaladas con paredes redondas y lisas, asociadas a pasajes con final ciego (Nohoch Hool) (Fig. 29E-G). Además, presentan espeleotemas tufáceos en la pared y el techo de las cuevas.

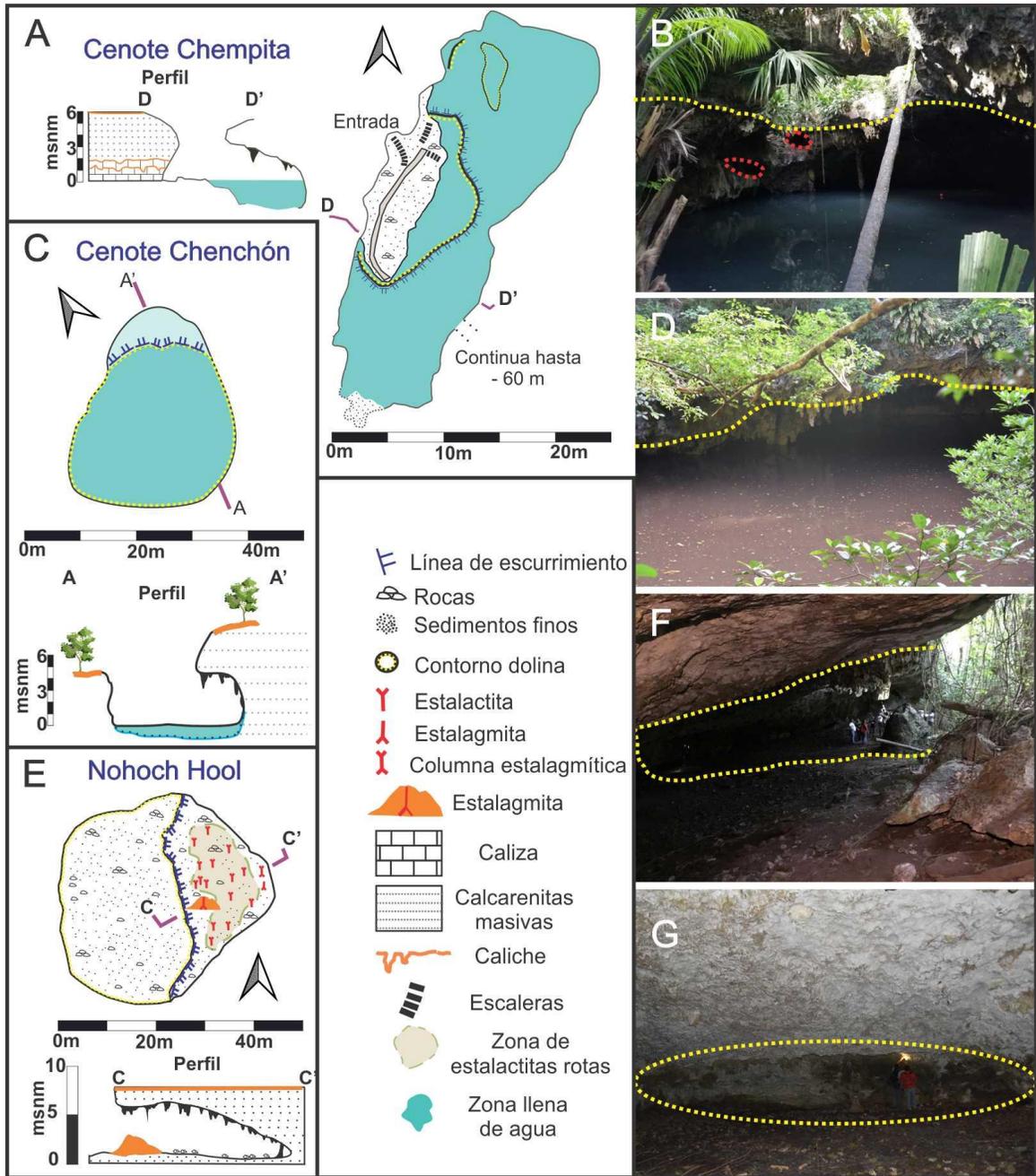


Figura 29. Cuevas de flanco de margen asociadas al antiguo cay central. (A-D) Cenotes de la FMC con porción subaérea con forma de cámaras globulares por encima del nivel freático. (A-B) Cenote Chempita. (C-D) Cenote Chenchón. (B-D) Las líneas de guiones amarillos definen el límite superior de las cámaras y las morfologías subhorizontales de las cámaras; además los pequeños círculos con líneas de guiones rojos señalan las pequeñas cámaras globulares adyacentes. (E-G) FMC clásica, Cueva Nohoch Hool. (E) topografía. (F) sección transversal de la cámara, línea de puntos. (G) cámara freática, línea de puntos. En todas las topografías de la cueva, el perfil está dentro de la roca huésped.

Estructuras residuales y pilares son comúnmente documentados. Destaca la ausencia de sedimentos fluviales, *scallops* y grandes derrumbes de escombros (Fig. 29G).

La segunda morfología de FMC corresponde al desarrollo de cuevas dentro de una serie de antiguas progradaciones de crestas de playa. Estos rasgos geomórficos se encuentran en el sotavento de las antiguas islas de franja estrecha o terraza III, y en el relieve plano de la terraza II (Figs. 27-28). Las FMCs en la antigua cresta de la playa tienen una distribución mayor que las morfologías anteriores. Se desarrollan en la zona norte (San Gervasio 1-5, Pelovino, Cantera Transversal, cueva Murciélagos BH) (Fig. 30B), en el este de la isla, en la zona de Buenavista (Fig. 30C), y hacia el oeste en la zona de Cedral (Fig. 30C).

Las entradas de las FMCs en la antigua cresta de la playa están entre 5-7 msnm (Fig. 28), los techos también están a pocos centímetros de la superficie, delimitados por el caliche 2 (Fig. 30). Las entradas son generalmente ovaladas a circulares y a veces tienen una segunda entrada más pequeña (Ferchango, Aktum Balam). Las estructuras de colapso son adyacentes a las entradas (Fig. 30A). Asimismo, también se caracterizan por tener morfologías freáticas de cámaras lenticulares a ovaladas con paredes redondas y lisas, las cámaras terminan en pasajes ciegos, mientras que los techos suelen ser planos con pequeñas cúpulas (Fig. 30A-I). Las alturas de las cámaras están restringidas en su mayoría a 1 m en las cuevas de Murciélagos BH y Cantera Transversal (Fig. 30B, C, H, I), hasta 2 m en las cuevas de San Gervasio, área de Cedral y área de Buenavista (Fig. 30D-F). En el interior de las cámaras es evidente el aumento de pilares residuales (Fig. 30F-G), así como la ausencia destacada de sedimentos fluviales, *scallops* o grandes derrumbes de escombros. Contrario a las anteriores morfologías estas cuevas carecen de espeleotemas.

La morfología de parte subaérea de los Cenotes-FMC y las FMCs en la isla de Cozumel es consistente con la clasificación de las FMC en el Archipiélago de Bahamas propuesto por Mylroie y Carew (1990; 1995); además la fusión de cámaras adyacentes para formar patrones espongiiformes se muestra por la presencia de los pilares residuales y estructuras pendantes (Palmer, 1991).

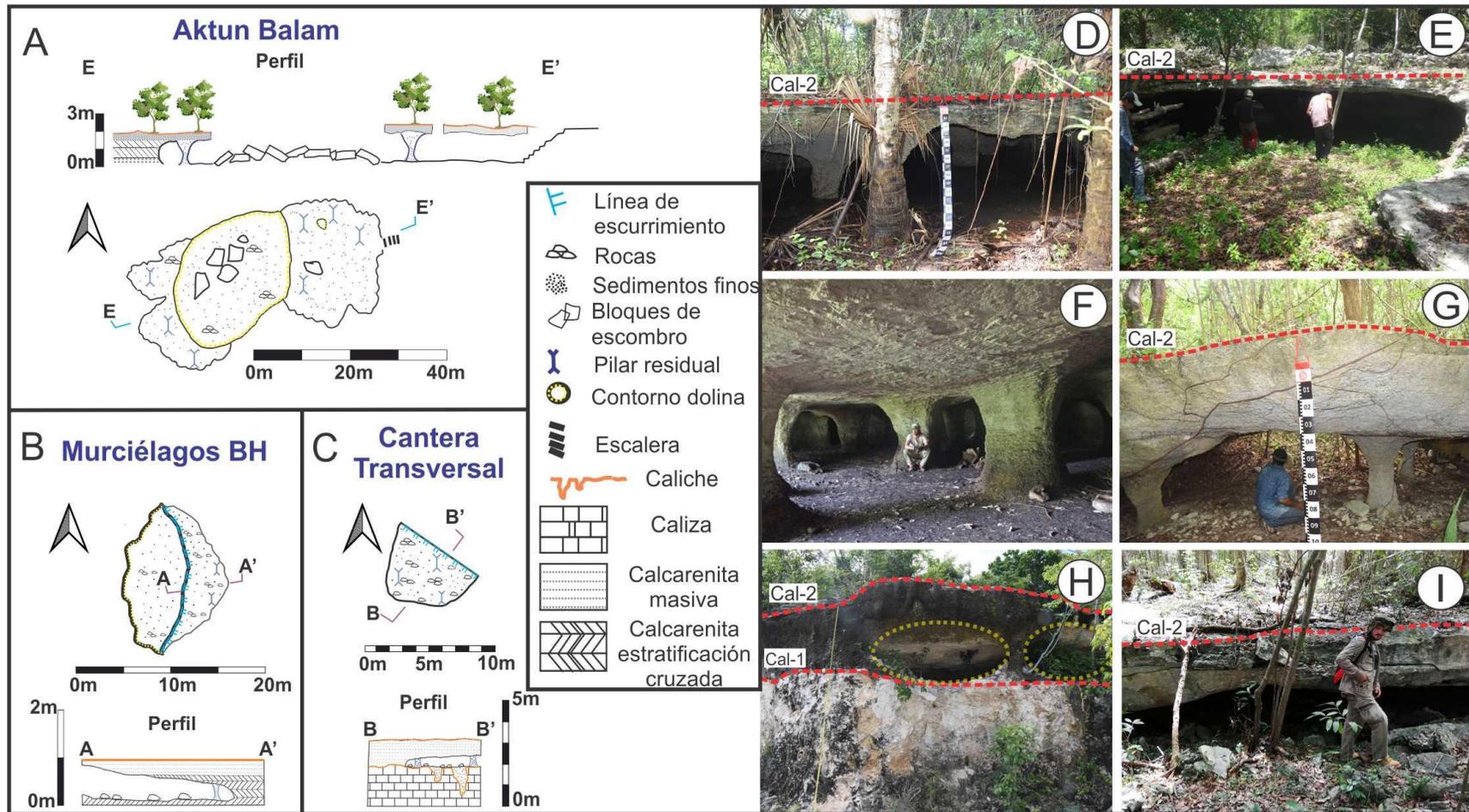


Figura 30. Cuevas de flanco de margen asociadas a las antiguas morfologías de cresta de playa. A-C) Topografías de cuevas con el perfil estratigráfico. D-I) Morfologías de cuevas y diversos pilares residuales. D) Cueva de la Escondida, zona del Cedral, con amplios pilares residuales. E-F) Entrada de la cueva de Buena Vista y vastos pilares residuales y techos planos. G) Cueva de Ferchango, zona de Cedral. H) Cueva transversal de Cantera, zona norte. I) Cueva de Murciélagos BH, zona norte. Las líneas de guiones rojas debajo del suelo actual marcan el caliche-2, también la cueva de Cantera Transversal muestra el caliche-1 debajo del FMC. Además, en la cueva de Cantera Transversal, la línea amarilla de guiones representa la morfología freática con un pilar intermedio.

5.5 Análisis morfométricos de las cuevas de flanco de margen

Para estos análisis se utilizaron once topografías disponibles con un mapa de planta (Tabla 3). Las mediciones se realizaron en la parte subaérea de los cenotes Chempita y Chenchón, debido a que estas cuevas muestran una morfología consistente con la FMCs (Fig. 29A, C). Por otro lado, las nueve cuevas restantes son topografías tradicionales de FMCs.

Primero se clasificaron en términos de categorías de tamaño según los parámetros de Roth et al. (2006) en cuevas pequeñas, medianas y grandes. El rango de cuevas identificadas va desde 42.7 m² (Cantera Transversal) hasta 1171.9 m² (Aktun Balam) mientras que la mayoría de estas cuevas se consideran de tamaño mediano con un área media de (512.2 m²) por ejemplo, Magnolia, Palma Secuestrada, Nohoch Hool, y los cenotes Chempita y Chenchón (Tabla 3). Los valores de la relación A/P se refieren a la complejidad del perímetro, mostrando valores generalmente altos, que van desde 1.04 (Murciélagos BH) hasta 6.6 (Aktun Balam) y 7.16 (cenote Chenchón) (Tabla 3). La relación EW/IW se comporta de forma similar al índice anterior, presentando valores elevados que van desde 0.40 (Cenote Chempita) hasta 1.34 (Cantera Transversal) (Tabla 3). Finalmente, la relación AS/AL continúa la tendencia de valores altos en este tipo de cuevas con rangos que van desde 0.44 (Murciélagos) hasta 1.11 (Cantera Transversal) (Tabla 3).

| Nombre de la cueva | Área m ² | Perímetro m | Tamaño | EW m | IW m | AS m | AL m | A/P | EW/IW | AS/AL |
|--------------------------------|---------------------|-------------|---------|-------|-------|-------|-------|----------|----------|----------|
| Cueva Magnolia | 568.444 | 120.496 | Mediana | 19.99 | 34.4 | 26.62 | 34.05 | 4.717534 | 0.581105 | 0.781791 |
| Cueva Palma secuestrada | 256.711 | 79.068 | Mediana | 20.95 | 26.6 | 17.89 | 26.67 | 3.246712 | 0.787594 | 0.670791 |
| Cueva Palmar | 384.668 | 140.7 | Mediana | 24.2 | 37.95 | 33.08 | 39.49 | 2.733959 | 0.637681 | 0.83768 |
| Cueva Ferchango | 444.376 | 144.683 | Mediana | 12.89 | 34.3 | 24.27 | 34.72 | 3.071377 | 0.375802 | 0.699021 |
| Cueva Buenavista | 1045.798 | 230.784 | Larga | 24.53 | 53.6 | 41.74 | 54.24 | 4.531501 | 0.457649 | 0.769543 |
| Aktun Balam | 1171.918 | 175.547 | Larga | 23.79 | 28.79 | 35.68 | 54.46 | 6.675808 | 0.826329 | 0.65516 |
| Nohoch hool | 465.668 | 108.958 | Mediana | 41.98 | 34.49 | 23.14 | 42.22 | 4.27383 | 1.217164 | 0.548081 |
| Murciélagos | 42.711 | 40.84 | Pequeña | 15.59 | 13.5 | 7.2 | 16.02 | 1.045813 | 1.154815 | 0.449438 |
| Cantera Transversal | 26.547 | 21.379 | Pequeña | 7.17 | 5.32 | 7.25 | 6.5 | 1.241733 | 1.347744 | 1.115385 |
| Chempita | 428.462 | 106.9 | Mediana | 16.2 | 39.74 | 23.97 | 37.44 | 4.008064 | 0.40765 | 0.640224 |
| Chenchón | 799.72 | 111.54 | Mediana | 28.13 | 33.72 | 30.26 | 36.21 | 7.169805 | 0.834223 | 0.835681 |
| Valor promedio | 512.2748 | | | | | | | 3.883285 | 0.784341 | 0.727527 |

Tabla 3- Datos morfométricos de las FMC en Cozumel. Las áreas de las cuevas se expresan en metros cuadrados (m²) mientras que los perímetros, el ancho de entrada (EW) y el ancho interno (IW) se expresan en metros (m). A/P se refiere a la relación área/perímetro, EW/IW se refiere a la relación ancho de entrada/ancho interno, y AS/AL se refiere a eje corto/eje grande-

Los valores de la relación EW/IW han sido utilizados para diferenciar entre cuevas marinas y FMCs (Waterstrat et al., 2010). En este sentido y para corroborar el comportamiento u origen de la población de las FMCs en Cozumel, se compararon los valores de la relación EW/IW con los datos disponibles en Puerto Rico por Lace (2008). Ambas poblaciones de FMCs en el conjunto de datos EW/IW, (11 datos de FMCs en Cozumel y 10 FMCs en Puerto Rico) presentan una distribución normal probada por la prueba de Shapiro-Wilk (Tabla 4).

| Prueba Shapiro-Wilk | | |
|----------------------------|-----------------------|---|
| | <i>Cozumel</i> | <i>Puerto Rico</i> (Lace, 2008) |
| W-stat | 0.92486522 | 0.87428799 |
| p-value | 0.3993234 | 0.13662325 |
| alpha | 0.05 | 0.05 |
| normal | si | si |

Tabla 4. Prueba de distribución normal para el conjunto de datos EW/IW.

Las morfologías de las cuevas en Cozumel y Puerto Rico sugieren la presencia de cuevas con distintos orígenes, sin embargo, se reconocen FMCs en ambas islas. Por lo tanto, se tiene la hipótesis (hipótesis nula) que ambas cuevas tienen el mismo origen, relacionado a la disolución por mezcla o procesos de flanco de margen, a pesar de sus diferencias en los valores de erosión. Para la comprobación de la hipótesis se realizó la prueba estadística t de *student* de dos colas, ya que la distribución normal en los datos de la relación EW/IW y un número de muestras bajo, permite su utilización (Tabla 5). En la prueba de t de Student se obtuvo un valor crítico de 2.09, siendo este valor mayor que el que el valor t calculado de 0.68.

| Prueba de t: 2 muestras asumiendo variancias iguales EW/IW | | |
|---|---------------------------------|-------------|
| | Cozumel | Puerto Rico |
| Promedio | 0.78434143 | 0.672 |
| Varianza | 0.11246143 | 0.16917333 |
| N | 11 | 10 |
| Varianza agrupada | 0.13932496 | |
| Hipótesis nula | Son iguales, no hay diferencias | |
| Grados de libertad | 19 | |
| t Stat | 0.68883017 | |
| P(T<=t) una cola | 0.24962797 | |
| t Critico una cola | 1.72913281 | |
| P(T<=t) dos colas | 0.49925593 | |
| t Critico dos colas | 2.09302405 | |

Tabla 5. Prueba t de student para comprobar las diferencias entre las FMCs en Cozumel y Puerto Rico con un valor de significancia $\alpha = 0.05$.

5.6 Morfologías mesokársticas costeras en la isla de Cozumel

Las morfologías kársticas son ubicuas en la isla de Cozumel, por lo que se puede considerar un terreno holokárstico. Durante las campañas de campo, se observaron un gran número de morfologías kársticas incluyendo las FMCs, cenotes, entre otras más. Todas las morfologías kársticas sobre la isla de Cozumel están influenciadas por los cambios del nivel del mar, por lo que su presencia y distribución pueden ser indicadores de los procesos que los formaron. En este sentido, las estructuras kársticas en la isla de Cozumel tienen el potencial de ser elementos arquitectónicos que pueden ser preservados durante la evolución de la CKB de Cozumel, destacando las siguientes morfologías.

5.6.1. Acantilados costeros

Son regiones con paredes verticales que se levantan de manera abrupta por encima del nivel del mar (Fig.31). Dentro de la isla, este tipo de morfologías se desarrollan en la región este, en los cayos aislados antiguos, los cuales alcanzan alturas entre 10-15 msnm (Fig. 25). Estos

promontorios aislados, corresponden a depósitos de arenas carbonatadas que sugieren ser formas de terreno transicionales de bancos de arena-eolianitas, compuestos de arenas carbonatadas con granos esqueléticos con buena selección y mal redondeo (zona de facies FAs-2A), asociados con grandes cantidades de rizoconcreciones,

Estos acantilados se desarrollan en su mayor parte sobre arenas carbonatadas, sin embargo, en la base de los acantilados bloques de caliza bien consolidada y arenas carbonatadas con volúmenes de varios metros cúbicos se encuentran presentes; a su vez, están asociados a bancos de karren de la actual plataforma de abrasión.



Figura 31. Acantilado al este de la isla de Cozumel. Desarrollados en los bancos aislados compuestos de arenas carbonatadas, generalmente presentan una gran cantidad de rizoconcreciones; en la base del acantilado bloques con diferentes tamaños y volúmenes se localizan frecuentemente. Además, sobre estos acantilados se desarrollan estructuras por erosión eólica como tafonis.

5.6.2. Tafonis

Son abrigos rocosos con cámaras simples, desarrolladas sobre las paredes de los acantilados y promontorios aislados del este de la isla. Dichas morfologías están desarrolladas sobre las arenas carbonatadas. Los *tafonis* son producidos por la acción erosiva eólica por los vientos alisos E-W, causando la separación de las arenas carbonatadas por deflación, formando este tipo de cavidades (Fig. 31)

5.6.3. Cuevas Marinas

Son cuevas formadas por la acción erosiva del oleaje sobre las costas rocosas principalmente en la costa este de la isla (Fig. 32a), aunque también se observan en la región

sur y suroeste. Las cuevas marinas son formadas actualmente en la zona de fluctuación del nivel del mar, desarrollándose en las rocas carbonatadas bien consolidadas de complejos arrecifales antiguos, correspondientes a las asociaciones de facies FAs 0 y 1 en este trabajo y a la Formación geológica Carrillo Puerto de manera regional. Este tipo de cuevas son resultado de la erosión diferencial, principalmente asociado a cambios en su litología. Se diferencian de las cuevas de disolución, porque en sus paredes se identifican estructuras rectilíneas, asociadas a los procesos erosivos. El desarrollo de estas cuevas generalmente presenta condiciones más alargadas con dirección tierra adentro, además las entradas tienen un ancho mucho mayor al ancho de la parte interna de la cueva (Waterstrat et al., 2010). Las cuevas marinas, pueden variar desde pequeñas cuevas hasta arcos de distintas dimensiones, los cuales también están presentes en la costa este.

Un elemento para destacar es que tierra adentro, cerca de la sección Payo (Fig.32b), se reconoce la presencia una cueva marina relíctica, que hasta ahora es la única que se ha encontrado entre los 3-5 msnm, desarrollada sobre las facies de arenas carbonatadas FAs-2A.

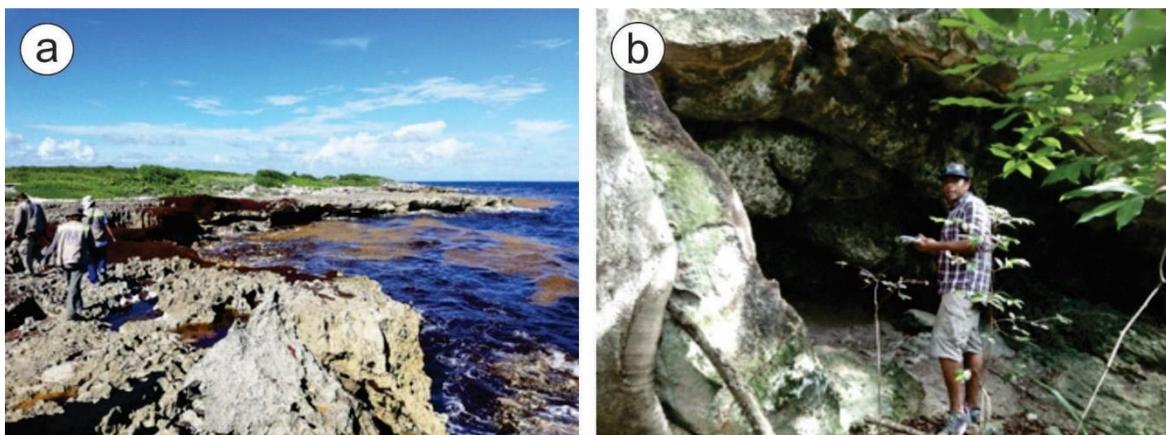


Figura 32. Cuevas costeras. a) cueva costera al este de la isla, actualmente en desarrollo. b) Cueva costera antigua, desarrollada sobre las antiguas islas estrechas, en la sección Payo.

5.6.4. Caleta

Las caletas son pequeñas bahías con morfologías cóncavas en la línea de costa. En la isla de Cozumel se localiza una de estas morfologías en el lado oeste de la isla, en la dirección y flujo subterráneo proveniente del cenote Aerolito. Esta caleta alcanza una distancia de 250

m tierra adentro y un ancho de 144 m (Fig. 33). Su formación está relacionada a la mezcla de agua, provenientes del cenote aerolito y el agua salada adyacente, similar a la génesis de la caleta de Xel-Ha en las costas de Quintana Roo (Back et al., 1979).



Figura 33. Caleta al oeste de la isla de Cozumel, se localiza en la dirección del flujo de agua proveniente del cenote Aerolito.

5.6.5. Bancos de karren y biokarst

En la actual plataforma de abrasión, desarrollada sobre calizas bien consolidadas pertenecientes a la Fm. Carrillo Puerto, se han desarrollado múltiples formas de *karren* o bancos de *karren* (Fig. 34), resultado de la disolución costera y la corrosión-erosión biológica. Estas estructuras, a diferencia a las morfologías anteriores, corresponden a morfologías de escalas de medianas, pequeñas y micrométricas, desarrollando relieves negativos y positivos residuales muy conspicuos, tradicionalmente conocidos como lapiaces. Dentro de estos lapiaces hay una gran cantidad de estructuras como: *pits* (formas cilíndricas), bandejas de disolución (*solutions pans*), *kamenitzas*, *solutions bevels* entre otros; además se identifican formas relacionadas a la acción biológica como perforaciones (*borings* y *microboring*), así como otras formas erosivas. La mayor expresión de estos bancos de *karren* se localizan en la costa este y sureste, donde alcanzan decenas de metros tierra adentro. Estas morfologías están asociadas a las zonas donde se localizan las cuevas marinas actuales.



Figura 34. Bancos de karren a) bajo la influencia directa de la zona inermareal y el splash. b) bajo la influencia de marea alta y los aerosoles (spray).

5.6.6. Tubos de disolución

Los tubos de disolución son estructuras kársticas que se consideran formadas debajo del suelo, su morfología corresponde a formas cilíndricas con un diámetro menor a un metro y con profundidades variables de hasta 2 m (Datos suplementarios) (Fig. 35). Su forma cilíndrica es atribuida a la disolución de aguas que percolan hacia abajo buscando el nivel base local a partir de flujos focalizados, generalmente asociados a la presencia de raíces. Se considera que estas morfologías son formadas rápidamente, después del depósito de sedimentos; además son rellenados por suelos; se cree que su desarrollo está fuertemente ligado a las condiciones climáticas. Estas morfologías son desarrolladas principalmente sobre los bancos aislados del este de la isla de Cozumel, aunque también se identifican en las zonas con mayor altitud de la isla, como las antiguas islas estrechas y el cayo central. Al ser desarrollados sobre las estructuras más altas de la isla, su roca huésped corresponde a depósitos de arenas carbonatadas, con una gran porosidad correspondientes a ambientes submareales a supramareales.



Figura 35. Tubo de disolución asociado a pequeños pits.

5.6.7. Depresiones cerradas kársticas

Estas estructuras son consideradas como una de las principales características morfológicas superficiales desarrolladas en el karst clásico y en otras regiones kársticas. Existen en una gran variedad de formas, sin embargo, destacan tres morfologías por su representatividad, las cuales corresponden a las dolinas, uvalas y poljes (Ford y Williams, 2007; Calic, 2011; Kranjc, 2013). En estas regiones, las depresiones kársticas cerradas evolucionan en respuesta al flujo del agua superficial y de lluvia en dirección al suelo, con una fuerza centrípeta que las envía hacia un punto donde la corrosión y la erosión mecánica crean estas estructuras (Waltham et al., 2005). En la isla de Cozumel se sugiere la presencia de este tipo de depresiones cerradas, sin embargo, tanto las uvalas así como los poljes están asociados a estructuras tectónicas y debido a la falta de evidencias de un control tectónico así como a la falta de trabajo sobre estas morfologías, únicamente se hará referencia a las estructuras identificadas en este trabajo.

5.6.7.1. Cuevas de Flanco de Margen y Banana Holes

En la isla de Cozumel se reconocen al menos 86 entradas de cuevas geo-referenciadas (Datos suplementarios) más las depresiones kársticas cerradas identificadas por percepción

remota. Entre estas se identifican la presencia de morfologías de flanco de margen (sección 5.4). La posición de este tipo de morfologías se encuentra entre 3 y 6 msnm desarrolladas en la Terraza II (Figs. 27-28), específicamente en los flancos de las antiguas islas arenosas o terraza III y sobre los *strandplains* antiguos. De la base de datos de cuevas georeferenciadas en la isla de Cozumel, sólo 35 de ellas son consideradas cuevas de flanco de margen con base en sus características morfológicas, las cuales se pueden dividir a partir de su distribución y su litología, la cual se relaciona con el ambiente de depósito de la roca huésped de la cueva y se han nombrado como FMCs clásicas, sobreimpresas y *banana holes* (Figs. 29-30).

5.6.7.2. Cenotes

Los cenotes son un tipo particular de dolina por colapso (LCKT, 2002), con un origen poligenético, y con una secuencia de fases en su desarrollo, además son estructuras que pueden estar asociadas a lagos kársticos (Beddows et al., 2007). Morfológicamente son similares a los agujeros azules (*blue holes*), su desarrollo vertical está asociado a colapsos, debido a las oscilaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario; sin embargo, Mylroie et al. (1995) los separaron de los *blue holes* por diferencias de altura del terreno en el que se desarrollan. Hall (1936) y Schmitter-Sotto et al. (2002) dividieron morfológicamente a los cenotes entre 4 y 6 tipos; Hall reconoció a los cenotes tipo cántaro, cenotes cilíndricos, cenotes aguada y grutas, mientras que Schmider y colaboradores consideraron a los cenotes tipo cueva anquihalina, cenote tipo cántaro lótico, cenote de paredes verticales, cenote tipo léntico, cenote de azolve y hundimiento de paredes, además de cenotes tipo aguada.

En la isla de Cozumel se reconocen los cuatro tipos de cenotes descritos por Hall (Mejía - Ortíz, 2007). Sin embargo, estas clasificaciones siguen siendo muy ambiguas, por lo que respecto a su morfología se decidió en dividir a los cenotes en tres tipos lo cuales pueden ser correlacionables con las clasificaciones antes mencionadas.

5.6.7.2.1. Cenotes con gran desarrollo vertical

Son cuevas que tienen una porción subaérea (de cm hasta m) y una subacuática, en su porción subacuática alcanzan profundidades superiores a los -18 m, y alcanzando hasta -60 m hasta el momento. Estas morfologías están distribuidas hacia el centro de la isla, en el antiguo cayo central (Fig. 36) (Datos suplementarios). Los cenotes Bambú, Tres Potrillos, Chu -Ha y Xkan-ha se encuentran en las zonas planas de la isla, entre las terrazas I y II, y

tienen entradas con dimensiones <10 m de diámetro. En el interior, tienen cámaras abovedadas que van de 30 a 60 m de ancho en sus partes medias. Los cenotes Bambú y Xkanha tienen conductos freáticos poco desarrollados con espeleotemas en el fondo; mientras que En el cenote Tres Potrillos, a -12 m de profundidad se localiza un conducto freático con 40 m de desarrollo horizontal, decorado con espeleotemas. Dentro de estos cenotes, la influencia de las mareas es evidenciada por las faunas anquialinas y la haloclina a una profundidad de -10m.

Los cenotes Chempita y Chenchón son considerados como FMC sobreimpresas y se encuentran todavía en fase de exploración; sus entradas se encuentran entre la terraza II y III dentro del relieve de mayor altura de la isla. Estos cenotes tienen una entrada vertical subaérea entre 6-10 msnm antes de llegar al lente de agua dulce, en esta fase subaerea hay estalactitas. El Cenote Chempita alcanza una profundidad de -60 m a través de una serie de cámaras escalonadas conectadas por pasadizos, alcanzado 791 m de desarrollo horizontal. Dentro del Cenote Chempita, los grandes derrumbes ocultan el tamaño real del conducto, asimilando formas de cañón, además es evidente la presencia de estalactitas, estalagmitas y columnas, destacando columnas de 15 m de altura. También se ha encontrado fauna anquialina y la haloclina se inicia a una profundidad de -22 m. El cenote Chenchón por su parte, morfológicamente se comporta de la misma manera que Chempita. Este tipo de cuevas son desarrolladas en las arenas carbonatadas y alcanzan su mayor profundidad sobre rocas calizas bien consolidadas.

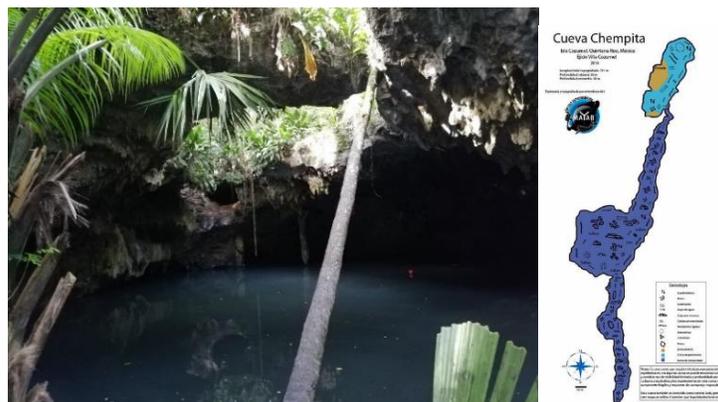


Figura 36. Cenote Chempita. A la izquierda cámara globular por encima del lente de agua dulce y a la derecha la topografía de planta de la cueva.

5.6.7.2.2. Cenotes con desarrollo horizontal

Cuevas subacuáticas con extenso desarrollo horizontal de pasajes freáticos con patrones anastomosados a ramificados (Fig. 37), se observan conductos incisivos o en forma de cañón con profundidad variable, en los que se localizan espeleotemas como estalagmitas, estalactitas y columnas; además, hay evidencia de colapsos y relleno de sedimentos. Las entradas se encuentran entre 0-3 msnm sobre la terraza I, tienen una conexión con el mar a partir de descargas puntuales o entradas aproximadamente perpendiculares a la costa oeste de la isla, presentan claras evidencias de flujo de agua dulce y son reconocidas por la amplia presencia de fauna anquialina.

Entre estos sistemas, se encuentran el Cenote Aerolito con 18.300 m de longitud, -27m de profundidad máxima, y una media de -12 m. El Sistema La Quebrada con 6 entradas conocidas alcanza 9226 m de longitud y una profundidad máxima de -9.7 m con una profundidad media de -6 m. El Cenote Cocodrilo tiene 2493 m de longitud, con -20 m de profundidad máxima, y una media de -10 m (Tabla 2). Este tipo de morfologías son adyacentes a la costa oeste de la isla. Además, muestran una haloclina variable entre -4 y -12 msnm. Los patrones morfológicos que exhiben estos conductos corresponden a cuevas multifásicas según Smart et al. (2006) o cenotes tipo gruta (Schmitter-Sotto et al., 2002). Este tipo de cenotes al igual que los anteriores comienzan su desarrollo en las facies de arenas carbonatadas, sin embargo, alcanzan su mayor profundidad y mayor desarrollo horizontal sobre rocas calizas bien consolidadas.

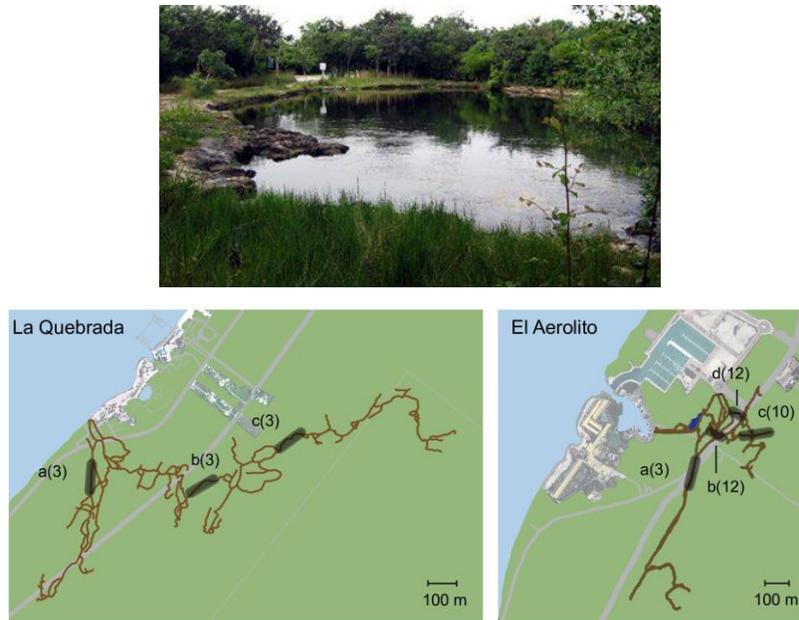


Figura 37. Cenotes con gran desarrollo horizontal al oeste de la isla. En la imagen superior se ve la entrada del cenote aerolito y en la parte inferior la topografía de las cuevas sistema la Quebrada y Cenote aerolito. Imagen de las topografías de las cuevas tomadas de Calderón-Gutiérrez et al. (2018).

5.6.7.2.3. Cenotes someros con una profundidad de 0-5 m

Son cuerpos de agua dulce poco profundos y sin desarrollo horizontal ni vertical con pequeñas entradas, están localizados de forma dispersa por toda la isla principalmente hacia el centro de esta. Estas estructuras kársticas son conocidas localmente como "rejoyadas o aguadas" porque contienen agua dulce todo el año y son reconocidas como cenotes tipo aguada (Schmitter-Sotto et al., 2002) (Fig. 38). Estas cavidades únicamente se desarrollan sobre las arenas carbonatadas.



Figura 38. Cenotes someros.

Capítulo 6. Discusión

La distribución de las facies depositacionales y los rasgos geomorfológicos que incluyen las morfologías kársticas en la superficie de la isla de Cozumel no son arbitrarios. Desde el punto de vista sedimentológico el patrón de las facies está controlado por la topografía kárstica preexistente, el aporte de sedimentos y las variaciones del nivel del mar, jugando un papel fundamental en su distribución durante el Cuaternario Tardío. Por otro lado, las morfologías kársticas superficiales, así como la geomorfología actual son el resultado de las variaciones del nivel del mar durante este periodo, por lo que constituyen elementos fundamentales para entender la evolución de la CKB isla de Cozumel.

6.1. Interpretación del registro estratigráfico

La posición del nivel del mar domina fuertemente el desarrollo de los bancos de carbonatos (Vacher, 1997; Droxler y Jorry, 2013; Harris, 2019), y Cozumel no es una excepción. Durante condiciones de ascenso del nivel del mar se construyeron las facies de arrecifes de coral (FAs-0 y 1) y se depositaron sedimentos marinos (FAs-2), mientras que, durante el descenso del nivel del mar, los sedimentos anteriores quedaron expuestos a la diagénesis meteórica, la erosión, la pedogénesis y los procesos kársticos en ambientes subaéreos. Además, durante la pedogénesis se desarrollaron paleosuelos y caliches (Cal-0, 1, 1.1 y 2).

6.1.1. Marco cronoestratigráfico

Se estableció un marco cronoestratigráfico a partir de la correlación de los depósitos sedimentarios y de los caliches que están ampliamente distribuidos en la isla de Cozumel contra la información de edades disponibles para la costa oriental de la Península de Yucatán. Indicando la edad MIS 5e para los complejos de playa asociados a corales fechados a esta edad (Szabo et al., 1978; Spaw, 1978; Ward y Brady, 1979; Blanchon et al., 2009). Además, de las edades de los corales, los depósitos sedimentarios del MIS 5e están limitados por dos superficies de exposición. Estas superficies de exposición subaérea son unidades correlacionables, las cuales son bien reconocidas en la isla de Cozumel por las capas de caliche 1 y 2 por Spaw (1978).

En los bancos carbonatos aislados del Caribe y en la costa de la Península de Yucatán, los carbonatos pedogenéticos se asocian con superficies de exposición subaérea que ocurren durante periodos glaciares (Lauderdale et al., 1979; Jones y Hunter, 1994; Boardman et al., 1995, Ward, 1997; Rouse et al., 2019; Valera-Fernández et al., 2020a; 2020b) que pueden ser utilizados para correlaciones a larga distancia y análisis de arquitectura de cuenca (Alonso-Zarza y Wright, 2010).

Valera-Fernández et al. (2020a) en la costa continental de Quintana Roo proporcionó edades U/Th para las capas de caliche por debajo de los depósitos del MIS 5e entre 164-134 ky y por encima de los depósitos del MIS 5e con edades desde 123 a 98 ky (Fig. 4). Estas edades de los caliches son coetáneas a las de los paleosuelos y las capas de *terra rosa* por debajo de los depósitos del MIS 5e en Bermudas y Bahamas (Herwitz et al., 1993; Boardman et al., 1995; Mylroie y Carew, 1995; Kindler y Hearty, 2000; Rouse et al., 2019), e incluso son coetáneas a los registros de la llanura costera de Coorong en Australia (Belperio et al., 1995).

Con base en lo anterior se considera que las edades de los caliches en la costa de Quintana Roo ofrecen datos fiables sobre los periodos de descenso del nivel del mar y pueden ser utilizados como límites de secuencia y superficies de correlación entre las secciones estratigráficas a lo largo de la isla de Cozumel (Salgado-Garrido et al., 2022). Por lo que, se sugiere y reafirma la propuesta de Spaw (1978) que la capa Caliche 1 se debió desarrollar durante el MIS 6; mientras que la capa Caliche-2, comenzó a formarse desde el descenso posterior al MIS 5e continuando su desarrollo durante el MIS 4 e incluso en la actualidad, podría seguir desarrollándose.

6.1.2. Topografía kárstica preexistente

La unidad litoestratigráfica 1 se refiere a las calizas más antiguas bien consolidadas y se compone de facies coralinas FAs-0 y FAs-1 correspondientes a antiguos márgenes de arrecifes (FZ-5) delimitados por caliches y rasgos kársticos. Esta secuencia y distribución de sedimentos marinos y caliches (Figs. 17-20) es similar a las sucesiones observadas en los arrecifes modernos, que crecen sobre antiguas estructuras kársticas (Purdy, 1974a, 1974b; Davies, 2011), en sistemas carbonatados como el Archipiélago de Bahamas y Bermudas (Mylroie y Carew, 1995a, b, Hearty et al., 1995; Rouse et al., 2021), sistemas siliciclásticos

mixtos de carbonatos, *e. g.*, Belice, Nueva Caledonia, Australia (Webster y Davies, 2003; Gischler et al., 2010; Montaggioni et al., 2011), incluso en atolones (Montaggioni et al., 2015, Droxler y Jorry, 2021) y guyots (Curgeon et al., 2016; Jorry et al., 2016; Prat et al., 2016).

Las FAs-0 coralinas y la capa Cal-0 identificadas en el núcleo de la isla (sección Chempita) (Figs. 18, 19b) apuntan a la zona más antigua reconocida hasta el momento en la isla de Cozumel, ya que morfoestratigráficamente las FAs-0 coralinas representan el evento depositacional más temprano, seguido del primer evento de karstificación y pedogénesis registrado. Sugiriendo que, la capa Cal-0 podría representar al menos un periodo glacial anterior al MIS 6.

Después de la exposición subaérea de la capa Cal-0, el restablecimiento de un arrecife sobre las estructuras kársticas está representado por la FAs-1 que corresponde a un nuevo evento de depositación. La FAs-1 coralina adquirió una incipiente forma semicircular con la mayor altura (2.3 msnm), hacia el este de la isla, que se relaciona con los antiguos arrecifes de barlovento como se evidencia en las secciones Dos Paredes, Payo, Cantera Transversal, Rancho San Benito y Brecha, que actualmente es paralela a la costa este 2 km hacia el interior.

El menor desarrollo de facies coralinas en la sección Paradise, al oeste de la isla, coincide con la distribución de los arrecifes a sotavento de Spaw (1978). El patrón de distribución de las FAs-1 coralinas es consistente con el desarrollo moderno de los márgenes arrecifales en el Caribe debido al patrón de los vientos alisios E-O (Gischler y Lomando, 1999; 2000), lo que sugiere que este patrón de crecimiento de los arrecifes en esta región no ha variado al menos desde el Pleistoceno Medio.

El final de la unidad 1 está marcado por la capa Cal-1 y los rasgos kársticos formados durante el nivel del mar bajo MIS 6. Esta unidad está afectada por una intensa karstificación expresada en brechas kársticas, estructuras de disolución, paleosuelos y caliches bien desarrollados.

Los eventos de karstificación son omnipresentes en la Península de Yucatán; sin embargo, asignar un marco temporal a los eventos es uno de los grandes retos de los estudios espeleogenéticos. Recientemente, se han dado fechas de crecimiento de estalagmitas en las

cuevas Pat Jacinto y Naharón de la costa de Quintana Roo que oscilan entre 172 y 135 ky, evidenciando las condiciones de nivel del mar bajo durante el MIS 6, al menos a 28 mdnm con respecto al nivel del mar relativo actual (Steidle et al., 2021).

En consecuencia, a lo anterior, se considera que los eventos de karstificación y el desarrollo de la capa Cal-1 son consistentes con la caída regional del nivel del mar durante el MIS 6 en el Atlántico Norte y el Océano Pacífico Ecuatorial (Waelbroeck et al. 2002; Lisiecki y Raymo 2005). Aunque es importante recalcar que estas estructuras paleokársticas puedan ser resultado de múltiples eventos de karstificación incluyendo el MIS 6 y eventos anteriores.

Así mismo, es importante destacar la presencia de facies sedimentarias FAs-0 y Cal-0 que estratigráficamente representan eventos más antiguos que los considerados anteriormente por Spaw (1978). En consecuencia, se considera que la capa Cal-1 es la manifestación final de toda la unidad 1, que se desarrolló durante el Pleistoceno Medio.

6.1.3. Distribución de facies tipo atolón en el último nivel alto del mar MIS 5e

La unidad 2 (FAs-2A, B, C) y las características morfológicas de la isla de Cozumel se desarrollaron durante el último aumento del nivel del mar MIS 5e, correlacionándose con las facies (A a J) identificadas por Spaw (1978). Actualmente la unidad 2 corresponde a depósitos superficiales en la isla. Asimismo, debido a la estabilidad tectónica, la posición morfoestratigráfica y el patrón de las asociaciones de facies, hacen que las condiciones actuales de la isla son un retrato del ambiente en el que se depositaron (Figs. 25-27).

Para la isla de Cozumel, el proceso de karstificación ocurrido durante el nivel del mar bajo MIS 6, debió acentuar las diferencias topográficas de los depósitos originales, permitiendo la generación de formas negativas, estableciendo zonas más bajas y formando al mismo tiempo estructuras positivas correspondientes a los altos topográficos hacia el este. La antigua topografía kárstica en Cozumel controló la distribución de facies en las primeras etapas de inundación a través del último nivel alto del mar MIS 5e. Tendencias similares se han observado en los bancos de carbonatos del Holoceno evidenciando que la topografía preexistente influye mucho en la geometría de los depósitos actuales (Purdy 1974a, 1974b; Gischler y Lomando, 1999, 2000; Purdy y Gischler, 2003; Montaggioni et al., 2015; Isaak y Gischler, 2017; Prat et al, 2016; Gischler y Kuhn, 2018, Harris, 2019), en conjunto de factores

como la inundación progresiva, la tasa de aumento del nivel del mar y el espacio de acomodo de los sedimentos (Camoin y Webster, 2015; Jorry et al., 2016; Gischler y Kuhn; 2018; Harris, 2019).

Durante la etapa inicial de la inundación en la isla de Cozumel, en la posición de barlovento, la altura y la incipiente forma de semicírculo de la FAs-1, comenzaron a establecer condiciones de interior de plataforma a sotavento de la FAs-1, lo que llevó a la producción de grainstones bioclásticos y facies lodosas. A medida que la inundación continuó se impusieron dos características en tándem:

La primera característica es la reducción de energía en el lado de sotavento, evidenciada por la depositación de las FAs-2C (Fig. 23) compuesta por texturas del tipo packstone-wackestone con abundantes foraminíferos miliólidos, rotálidos y sorítidos (Fig. 23f, h), sugiriendo condiciones de laguna protegida con buena circulación, influenciada por la corriente de Yucatán SW-NE; dicha corriente permitió el transporte de sedimentos entre las condiciones marinas abiertas a la laguna protegida, facilitando el contacto transicional entre la plataforma protegida y el interior de plataforma con condiciones de mar abierto. Se han encontrado foraminíferos bentónicos de gran tamaño con condiciones similares en las plataformas y lagunas dentro del Caribe, evidenciando el contacto e intercambio de condiciones ambientales y organismos entre estas zonas de facies (Hallock y Glenn, 1986; Macintyre y Toscano, 2004; Macintyre et al., 2004). Anteriormente, Spaw (1978) denominó a estas facies como moluscos excavados, lo que coincide parcialmente con la interpretación realizada en esta investigación, ya que ambas facies sugieren un entorno de interior de plataforma con buena circulación con facies de capas de coquina en el fondo de la FAs-2B.

La segunda característica fue la acumulación y agradación de facies de grainstone-packstone en posición a barlovento, en topografías altas de las FAs-1, desarrollando bancos de arena (FAs-2A) en forma de franjas de islas estrechas, dichas islas formaron una morfología y paisaje similar a la de un atolón, esta morfología definió las condiciones de la plataforma interior a sotavento (Figs. 25-27). Las islas de arena que crean condiciones de interior de plataforma a través de la etapa transgresiva son ampliamente reconocidas en Bahamas y el sur de Florida durante el Pleistoceno Tardío (Purkis y Harris, 2016; Kerans et al., 2019), no obstante, un análogo excepcional del Holoceno corresponde a el complejo

arenoso de Joulters Cay en Bahamas, donde se ha registrado el mismo patrón y evolución de la plataforma con mayor precisión (Harris, 2019). Sin embargo, a pesar de las diferencias en resolución y temporalidad, comparten escenarios de inundación muy similares.

Al mismo tiempo de la formación de la morfología tipo atolón, a sotavento de este conjunto de islas, se formó un cayo arenoso central que actualmente corresponde a la región más alta de la isla (Figs.17, 25). A diferencia de las islas que forman la morfología tipo atolón, el cayo central se desarrolló sobre las facies FAs-2C y no sobre los altos topográficos preexistentes. Las características texturales de la FAs-2C (Fig. 23f-h) y la subsiguiente agradación, sugieren que el surgimiento de la isla del cayo central se produjo sobre depósitos de laguna. Patrones análogos de este cambio de facies han sido observados en los cayos Holocénicos de Belice (Macintyre y Toscano, 2004; Macintyre et al., 2004). Mientras que, en el Océano Índico, Kench et al. (2005) propusieron un modelo de evolución de las islas atolón, formadas inicialmente sobre sedimentos lagunares, depositados rápidamente y estabilizados durante las condiciones de calentamiento global. Así mismo en el archipiélago de las Bahamas, las llanuras costeras, las islas de arena y los vastos elementos arquitectónicos del Holoceno, se desarrollaron relativamente rápido en los últimos miles de años (Harris, 2019). Las similitudes entre la producción y distribución de facies durante la inundación de la isla de Cozumel a través del MIS 5e y la actual inundación de las plataformas aisladas sugiere que las plataformas aisladas del Caribe se han comportado de la misma manera durante los eventos transgresivos.

En la etapa tardía de la inundación, cuando el nivel del mar alcanzó el nivel máximo, los bancos de arena (FAs-2A) alcanzaron la altura máxima; que actualmente corresponde a la terraza III con 16 msnm en algunos lugares. La morfología de atolón fue un borde incompleto, presentando texturas tipo grainstones con bioclastos hacia sotavento, junto de una gran variedad de estructuras sedimentarias, evidenciando las variaciones en el nivel de energía; sin embargo, petrográficamente un aumento de granos no esqueléticos y agregados como ooides, lumps y peloides marcan el pico máximo correspondiente a la FAs-2B (Fig. 23 c, d).

La FAs-2B se encuentra a sotavento de la morfología de atolón, correspondiente a las facies ricas en ooides, lumps y peloides de la terraza II, en un rango de altitud entre 5 y 6 msnm

desarrollando una morfología de banco carbonatado plano. Estas facies son comparables con las facies de Kindler y Hearty (1996) que sugieren que las facies oolíticas-peloidales corresponden a eventos de inundación importantes con una circulación de agua activa en el Banco de las Bahamas durante el último highstand MIS 5e, donde la presencia de canales de marea es indispensable para el desarrollo y transporte de este tipo de granos no esqueléticos (Harris et al., 2015; Harris, 2019).

En la terraza II de la isla de Cozumel, los rasgos morfológicos como los canales de marea, y la progradación de las crestas de playa en los flancos de las islas de arena, son indicativos de la dinámica y movilidad de la posición del nivel del mar (Fig. 25). Este comportamiento del nivel del mar promovió el desarrollo coetáneo de un gran número de ambientes sedimentarios en la isla de Cozumel, representados por la gran variedad de estructuras sedimentarias (Spaw, 1978). Estos ambientes tan dinámicos y heterogéneos e incluso la formación de la capa Cal-1.1 en la sección de Payo, están relacionados a las fluctuaciones e inestabilidad del nivel del mar durante el MIS 5e (Hearty et al., 2007). Dicha oscilación, sugiere importantes cambios oceanográficos y climáticos, probablemente relacionados con la inestabilidad de las capas de hielo (Hearty et al., 2007; Blanchon et al., 2009). Condiciones análogas están presentes en ambientes pleistocénicos y recientes en las plataformas carbonatadas aisladas del Caribe (Jones y Hunter, 1990; Harris, 2019).

La posición morfoestratigráfica de la terraza II asociada a la FAs-2B y las evidencias geomorfológicas, evidencian los movimientos del nivel del mar durante el *highstand* MIS 5e en la isla de Cozumel, correlacionándose con las facies G, H y E de Spaw (1978) y con la posición relativa del nivel del mar en los registros del último *highstand* en Bahamas y Bermudas (Kindler y Hearty, 1996; Kerans et al., 2019, Purkis y Harris, 2016; Harris, 2019). Mientras que, en la Península de Yucatán, la altura de la terraza II coincide con la altura máxima del nivel del mar a 6 msnm durante el MIS 5e (Blanchon et al., 2009).

En la Península de Yucatán, la antigua progradación de las crestas de la playa ha sido ampliamente reconocida como un registro del último nivel alto del mar (Ward y Brady, 1979), a pesar de que comúnmente la progradación de la cresta de la playa es un resultado de la etapa regresiva en ambientes con aporte de silicilástos (Otvos, 2000), mientras que en ambientes carbonatados sugiere momentos de estabilidad. En la isla de Cozumel, la

progradación de crestas de playa antiguas se localiza hacia el centro de la isla, las cuales en su conjunto se considera como un elemento morfoestratigráfico más joven que puede unir dos pequeñas islas para formar una morfoestructura más grande (Kindler y Hearty, 1996). Por lo tanto, se considera que las condiciones posteriores al pico máximo del MIS 5e o incluso condiciones de estabilidad (*stillstand*) durante el pico del MIS 5e, probablemente desencadenaron la progradación de la cresta de la playa y el aumento del tamaño de la isla de Cozumel, a partir de la acreción lateral y la unión de antiguas islas de arena de la misma manera que el modelo propuesto en el Banco de las Bahamas por Kindler y Hearty (1996).

A medida que el nivel del mar descendió luego del MIS 5e, la terraza I se formó, encerrando a la terraza II por la acumulación de sedimentos similares a los de la FAs-2B; pero con una disminución de granos no esqueléticos. La interpretación de la distribución hacia el este de los depósitos tardíos de FAs-2B de este trabajo coincide parcialmente con la interpretación de Spaw (1978). Este autor considera la distribución de las facies arrecifales o facies más externas de la isla como indicadores de la subida del nivel del mar, mientras que en el modelo de este trabajo las FAs-2B corresponden en mayor proporción a sedimentos del pico del MIS 5e (Fig. 25, 26), ya que el tamaño de la isla debió aumentar durante las condiciones de estabilidad o descenso del nivel del mar, estableciendo su posición similar al de la terraza I, correspondiente a la distribución de facies más alejada del núcleo de la isla y por tanto más joven según el modelo de Kindler y Hearty (1996). Las diferencias entre la interpretación de estas facies por Spaw (1978) y la realizada en este trabajo necesitan ser estudiadas a detalle, ya que los depósitos de las facies FAs-2B pueden superponerse a los corales previamente desarrollados; sin embargo, las limitaciones en la resolución de los depósitos, así como la falta de edades geocronológicas sobre los corales en la isla de Cozumel, pueden ocultar la interpretación actual.

Durante las condiciones posteriores al pico máximo del MIS 5e, se formaron cayos aislados en la actual costa este, compuestos de grainstones bioclásticos menos redondeados correlacionables con las facies J (Spaw, 1978) (Fig. 25-27), cuya estabilidad y actual presencia son el resultado de la ampliación de la isla con el subsecuente desarrollo de la capa Cal-2 sobre toda la isla. La formación del Cal-2 favoreció la estabilización y preservación de

las morfoestructuras en la isla de Cozumel similar a lo observado en el archipiélago de las Bahamas. (Purkis y Harris, 2016, Harris, 2019)

6.1.4. Comparación con otras plataformas carbonatadas aisladas

La identificación y caracterización de las estructuras morfoestratigráficas a partir de la información geoespacial vinculada a la distribución de las zonas de facies, permitió generar un mapa de facies que avanza en la comprensión de la evolución de la isla de Cozumel, mejorando la información previa realizada por Spaw (1978). La distribución asimétrica de las FAs-2A y la distribución englobante de las FAs-2B y 2C, sugieren que además de la topografía kárstica preexistente, factores como los vientos alisios, la corriente de Yucatán, y la tasa de depositación de sedimentos durante el último nivel del mar MIS 5e, influyeron en el desarrollo de las zonas de facies y en la evolución de la isla de Cozumel en forma de un modelo tipo atolón.

La distribución de facies de Cozumel es comparable a la distribución y comportamiento de facies en ambientes del Pleistoceno y Holoceno en el océano Atlántico como los Cayos de Florida (Multer et al., 2002, Enos, 1977; Enos y Samankassou, 2021), el archipiélago de las Bahamas (Myloie y Carew, 1995; Kindler y Hearty, 1996; Purkis y Harris, 2016; Kerans et al., 2019; Harris, 2019), Bermudas (Vacher et al., 1995; Gishler y Kuhn, 2018; Rouse et al., 2019), Islas Caimán (Jones y Hunter, 1990), regiones en el norte de Belice (Tebbutt, 1975; Mazullo, 2006) y a lo largo de la costa de la Península de Yucatán México (Ward, 1985, 1997; Lauderdale et al., 1979; Ward y Brady, 1979; Aguayo et al., 1980; Blanchon et al., 2009; Valera-Fernández et al., 2020b). Incluso la distribución de facies en Cozumel se asemeja a otros lugares tales como el Océano Índico, *e.g.*, el archipiélago de las Maldivas (Kench et al., 2005), el archipiélago de las Glorias (Prat et al., 2016), y en el Océano Pacífico, *e. g.*, las Islas Cook (Gishler, 2020). En todos estos ambientes las principales diferencias de estos entornos se deben a las variaciones regionales o locales como la subsidencia, el levantamiento, el suministro de sedimentos, los vientos y las direcciones de las olas, lo que da lugar a un amplio espectro de facies; sin embargo, a pesar de las diferencias, estas plataformas carbonatadas aisladas exhiben patrones de facies similares.

Purkis y Harris (2016) reconocen que las islas arenosas representan un pequeño porcentaje de 10% del tamaño total de la plataforma al sur de Florida; sin embargo, su presencia es un

factor fundamental para la distribución de facies en el sotavento. Este patrón de desarrollo y porcentaje de bancos de Bahamas actualmente es comparable con el porcentaje de islas arenosas antiguas (FAs-2A) que ahora representa la terraza III con un 11% del total de toda la isla de Cozumel.

En el mismo sentido, la distribución de las FAs-2C y FAs-2B, además de su distribución porcentual en la isla de Cozumel es cercana al 50% cuyos porcentajes y patrones son comparables a los patrones de facies en las zonas sin relleno de sotavento de plataformas actuales, correspondientes a ambientes submareales cercanos a los 6 m de profundidad en el Banco de Bahamas (Purkis y Harris, 2016).

De igual manera, la distribución de facies del Pleistoceno Tardío exhibida en la isla de Cozumel es análoga a los patrones observados actualmente en el margen de Belice para el atolón Glovers Reef, el atolón Lighthouse Reef, las islas Turneffe (Gischler y Lomando, 1999, 2000), Twin Cays (Macintyre et al., 2004). Sin embargo, su mayor equivalente corresponde al patrón de facies y a las características geomorfológicas desarrolladas en Banco Chinchorro (Gischler y Lomando, 1999, 2000). Las diferencias en la distribución del patrón lagunar entre el Arrecife Glover, el atolón del Arrecife Lighthouse, las Islas Turneffe, el Bancho Chinchorro y la isla de Cozumel están relacionadas con la variación de la topografía preexistente, la circulación y la exposición al oleaje y las corrientes (Gischler, 2003).

Las similitudes entre los patrones de facies en los bancos carbonatados aislados del Caribe indican que las morfologías tipo atolón fueron recurrentes especialmente en los márgenes de la Península de Yucatán y Belice durante los niveles altos del mar desde al menos el Pleistoceno Tardío.

6.1.5. Correlación con plataformas carbonatadas del Caribe

Las unidades litoestratigráficas de la isla de Cozumel pueden correlacionarse con algunos registros globales como el de Liesicki y Raymo (2005), así como con unidades litoestratigráficas de otros bancos de carbonatos, especialmente dentro de los bancos carbonatados aislados del Caribe.

La Unidad 1, desarrollada al menos en el Pleistoceno Medio se documenta en el fondo de la isla, mostrando características como las descritas por Bonet y Butterlín (1959) y Butterlín y Bonet (1963) para la Formación Carrillo Puerto. Además, las facies arrecifales podrían correlacionarse con otros bancos carbonatados aislados cercanos a la isla, como el Banco Arrowsmith, el Arrecife Alacranes (Folk, 1969; Logan, 1969) y el Banco Chinchorro en México, y las Islas Turneffe, el Arrecife Lighthouse, el Arrecife Glovers y los Cayos Twin en Belice (Gischler y Lomando, 1999, 2000; Macintyre y Toscano, 2004).

Parcialmente, estas facies también pueden correlacionarse con el sistema mixto carbonatado-siliciclástico de Belice (Gischler et al., 2010), en particular con la Formación Caliza de Ambergris Cay en los bancos carbonatados del norte de Belice (Mazullo, 2006). Esta formación se presenta debajo de los atolones y cayos de arena (Gischler y Lomando, 1999, 2000; Gischler 2007; Macintyre y Toscano, 2004). Mientras que, en las Islas Caimán, es posible correlacionarla con la Formación Pedro Castle (Jones, 2016) (Fig. 39).

En contra parte, la unidad 2 del Pleistoceno Tardío compuesta por grainstones bioclasticos, con granos agregados, ooides y peloides puede correlacionarse con las facies sedimentarias en Bahamas, el Archipiélago de las Bermudas, las Islas Caimán y los Cayos de Florida (Jones y Hunter, 1990; Mylroie y Carew, 1995; Kindler y Hearty, 1996; Multer et al., 2002; Muhs et al., 2011; Kerans et al., 2019) (Fig. 39). Además, las facies del Pleistoceno por encima del nivel actual del mar en la isla de Cozumel son concordantes con las tasas de subsidencia reportadas entre el norte y el sur de Belice (Purdy et al., 2003; Mazzullo, 2006) (Fig. 39). En consecuencia, la posición intermedia de la isla de Cozumel, entre Belice y Bahamas, refuerza el comportamiento común entre la región de Belice-México-Bahamas durante los cambios eustáticos propuesto por Mazzullo (2006).

| | | MIS | Isla San Salvador Carew y Mylroie, 1995 | Isla de Cozumel Salgado-Garrido et al., 2022 | Bermuda Rouse et al., 2021 | Grand Cayman Ren and Jones, 2016 Coyne et al., 2007 | Belize Mazullo, 2006 | Belize Gischler et al., 2010 | Florida keys Multer et al., 2002 |
|-------------|---------------------|---------|---|---|----------------------------------|---|----------------------------------|----------------------------------|---|
| Holoceno | 1 | | Rice Bay Fm. Hanna Bay mbr. North Point mbr. | Sedimentos carbonatados modernos | Sedimentos carbonatados modernos | Sedimentos carbonatados modernos | Sedimentos carbonatados modernos | Sedimentos carbonatados modernos | Sedimentos carbonatados modernos |
| | 2 3 4 5a-d | | | Caliche 2 | Southampton Fm. | | | | |
| Pleistoceno | Tardío | 5e | Grotto Beach Fm. Cockburn Town mbr. French Bay mbr. | Calcarenita Unidad 2 FAS-2 Morfología de isla tipo-atolón llenado de laguna Cayo central e islas estrechas | Rocky Bay Fm. | Ironshore Fm. | E-F D | | Caliza Miami |
| | | 6 | | Caliche 1 | | | | Ambergris Cay Fm. | |
| | Medio | 7 | Owl's Hole Fm. | | Belmont Fm. | | C | | |
| | | 8 | | Caliche 0 ? | | | | | |
| | | 9 13 | | | Town Hill Fm. | | B A | Airstrip Fm. | exposición subaérea dominada por sedimentos siliciclásticos |
| Tem | 27 35 | | | Walsingham Fm. | | | | | |
| Plioceno | | | | Carrillo Puerto Fm. | | Pedro Castel Fm. Cayman Fm. | Belize Fm. San Pedro mbr. | | Stock Island Fm. Long Key Fm. |

Figura 39. Correlación de unidades litológicas de la isla de Cozumel con ambientes carbonatados adyacentes (Salgado-Garrido et al., 2022).

6.2. Interpretación de las Cuevas de Flanco de Margen

Después de asignar un marco cronoestratigráfico de la roca huésped donde se desarrollan las cuevas por encima del nivel del mar de la isla de Cozumel, se analizaron las cuevas de flanco de margen (FMCs) identificadas en la isla; sin embargo, es importante aclarar que no todas las cuevas desarrolladas en la isla de Cozumel están asociadas a este tipo de espeleogénesis. Con base en los datos morfológicos y morfométricos se identificaron los procesos de FMC en la isla de Cozumel. Las entradas de los FMCs son consecuencia de colapsos por procesos erosivos y de disolución, comúnmente confundidos con dolinas, de forma similar a cuando se empezaron a reconocer estas morfologías en Bahamas (Harris et al., 1995). Actualmente las FMCs de Cozumel se reconocen en el núcleo de la isla por encima de la posición actual del nivel del mar, cuyas entradas aparecen a una altura de 5-7 msnm, entre la terraza II y III y en las partes medias de las formas terrestres más altas de la isla (Figs. 25-27), ocasionalmente, se conectan con los sistemas de cuevas inundadas o sistemas anquialinos actuales.

En ambientes carbonatados eogenéticos con condiciones tectónicas estables como la región del Caribe mexicano (Emery y Uchupi, 1973, Blanchon et al., 2009; Moseley et al., 2013), los rasgos morfoestratigráficos incluyendo las FMCs son controlados por las oscilaciones del nivel del mar, como en el archipiélago de Bahamas (Myroie y Carew, 1990; 1995; van Hengstum et al., 2011; 2015; Kerans et al., 2019). El momento más probable para el desarrollo de las FMCs de Cozumel coincide con el último nivel alto del mar MIS 5e, debido a que las FMCs de Cozumel se sitúan en la roca huésped depositada durante este periodo, cuya edad es obtenida por la edad U/Th del coral en la isla de Cozumel (Szabo et al., 1978), dichos depósitos sedimentarios están delimitados por los Caliches 1 y 2, que se correlacionan con caliches pertenecientes al MIS 6 y al descenso del nivel del mar posterior al MIS 5e en las costas de Quintana Roo (Valera-Fernández et al., 2021b)

Sumado a lo anterior, la altura máxima de la terraza II (6 msnm) (INEGI 2020a, Salgado-Garrido et al., 2022) y la posición de las FMCs, concuerdan con la posición relativa del nivel del mar durante el último nivel alto del mar en la Península de Yucatán y Bahamas, a partir de los registros coralinos (Myroie y Carew, 1990; 1995; Blanchon et al., 2009). En

consecuencia, se refuerzan las sugerencias de Kelley et al. (2006) de que los procesos de flanco de margen en Cozumel pueden correlacionarse con los procesos de flanco de margen de Bahamas. Asimismo, se propone que las FMC de Cozumel por encima del nivel actual del mar estuvieron vinculadas al flujo difuso subterráneo durante el MIS 5e y a la posición del nivel del mar en ese momento.

6.2.1 Espeleogénesis de flanco de margen

En la isla de Cozumel, se presentan una gran cantidad de morfologías de cuevas y estructuras mesokársticas; por lo que la correcta caracterización morfológica es indispensable. No obstante, la presencia de eventos de sobreimpresión diagenética dificulta su interpretación. Por ello se puso a prueba la hipótesis de que las morfologías identificadas como FMCs en Cozumel pertenece a esta tipología de cuevas. Para probarlo se compararon los datos disponibles de FMCs de Puerto Rico contra los datos de Cozumel a partir de la Prueba Shapiro Wilk y la prueba de t de student, utilizando los valores que se obtienen por la relación EW/IW. De la prueba de t de student se obtuvo un valor crítico de 2.09, siendo este valor mayor que el valor t calculado de 0.68, indicando la aprobación de la hipótesis nula y por lo tanto soportando la idea que ambas poblaciones de cuevas en Cozumel y Puerto Rico, tienen el mismo origen y no tienen diferencias significativas con una confianza del 95% a pesar de que ambas tienen un grado de sobreimpresión. De esta manera se reafirma que las morfologías identificadas como FMCs en Cozumel pertenecen a este tipo de cuevas.

Con base en su morfología, distribución y análisis de microfacies, las FMCs de Cozumel, fueron clasificadas de la manera siguiente: FMC clásicas y sobreimpresas, así como el subtipo de las FMCs “*banana holes*” (Myroie et al., 2016; Myroie y Myroie, 2017). Las FMCs clásicas corresponden a las cuevas aisladas Nohoch Hool, Ariadna y Mariposa, mientras que las FMCs sobreimpresas corresponden a los cenotes-FMCs (cenotes Chempita, Chenchón, Chechen Ha y Basurero) donde la porción subaérea concuerda con la morfología de las FMCs (Fig. 29). Tanto las FMCs clásicas como las sobreimpresas se desarrollan en los flancos del antiguo cayo central (terrace III) (Figs. 25-27).

Las morfologías de los *banana holes* se relacionan con cuevas desarrolladas en la antigua progradación de las crestas de la playa en los flancos de la terraza III y transición hacia la

terrazza II, correspondiente a la antigua isla de la franja estrecha en el área noreste, por ejemplo, San Gervasio 1-5, Pelovino, Murcielagos BH, cuevas de la Cantera Transversal, y cuevas en el área de Buenavista (Salgado-Garrido et al., en revisión), así como en la terraza II correspondiente al área del Cedral *e. g.*, cuevas de Aktum Balam, Ferchango, y Track (Fig. 30).

6.2.2. Cuevas de flanco de margen clásicas y sobreimpresas

El análisis de microfacies en las cámaras de las FMCs clásicas y sobreimpresas, revela que estas corresponden a un wackestone-packstone bioclástico, interpretado como un ambiente lagunar protegido (FZ-8) (Fig. 23), agradando hacia sedimentos supra-mareales. Salgado-Garrido et al. (2022) sugieren que el entorno lagunar protegido y el desarrollo del cayo central fueron consecuencia del establecimiento de islas de franja estrecha, probablemente durante la etapa inicial del último aumento del nivel del mar MIS 5e. El desarrollo de las FMCs en esta zona de facies sugiere que la estabilización de las islas arenosas es anterior al desarrollo de las FMCs (Fig. 26), de manera similar a la estabilización de las islas estrechas de eolianitas con un desarrollo posterior de las FMCs en el archipiélago de Bahamas (Myroie, 2013) y Australia (Eberhard, 2004; Grimes, 2006).

Durante el último aumento del nivel del mar MIS 5e en la etapa temprana, el establecimiento de bancos de arena o islas de franja estrecha a barlovento del antiguo cayo central favoreció las condiciones de laguna protegida que se asemejan a la morfología de atolón (Salgado-Garrido et al., 2022). Aunque, tanto el antiguo cayo central como las islas de la franja estrecha debieron alcanzar su máxima altura durante el último nivel del mar MIS 5e, actualmente representado por la terraza III (16 msnm), la altura máxima del nivel del mar relativo en la Península de Yucatán durante esta etapa alcanzó los 6 msnm (Blanchon et al., 2009), coincidiendo con la altura máxima en las cámaras freáticas de las FMC clásicas y sobreimpresas.

Las facies lodosas del cinturón de facies FZ-8, identificadas en el centro de las paredes de las cámaras en las FMCs clásicas y sobreimpresas (Fig. 23f, h) se depositaron sin porosidad primaria, comportándose de forma similar a las calizas telogenéticas (Myroie y Myroie 2019), donde la porosidad vugular posterior es conducida por los procesos de diagénesis

progresiva, cementación y mezcla (Myloie y Carew, 1990, 1995; Breithaupt et al., 2021a). A través de la estabilización del antiguo cayo central, se estableció un lente de agua subterránea en un área de $\sim 22,8 \text{ km}^2$ (Figs. 26A, 40A, Tabla 1), que con base en Larson y Myloie (2018) no debe tener las dimensiones para generar un sistema de flujos turbulentos. Sin embargo, se crearon las condiciones para la zona de mezcla en el flanco del antiguo cayo central, promoviendo el desarrollo de las FMCs. La morfología freática con restricción de altura cercana a los 6 msnm, dispersión y distribución aislada de los FMCs clásicos y sobreimpresos (región subaérea de los cenotes) es concordante con el flujo difuso subterráneo, a través de la porosidad interparticular de la diagénesis eogenética (Vacher y Myloie, 2002), cuyo tamaño de porosidad puede incrementarse a partir de la conexión poro-a-poro, alcanzando dimensiones como las FMCs (Breithaupt et al., 2021a).

6.2.3. Cuevas de flanco de margen de las antiguas crestas de playa

A lo largo del último aumento del nivel del mar MIS 5e e incluso durante el inicio del descenso del nivel del mar después del MIS5e, las antiguas crestas de playa progradaron a sotavento de las islas de franja estrecha, favoreciendo el transporte de sedimentos por los vientos alisios del E-O (Gischler y Lomando, 1999; 2000) a través de los antiguos canales de marea (Fig. 25). En la actualidad, la parte más baja de la terraza III (antiguas islas de franja estrecha) y su transición hacia la terraza II, coinciden con la altura máxima de la posición relativa del nivel del mar en la YP (Blanchon et al., 2009). Las antiguas crestas de playa progradantes de la terraza III alcanzaron entre 7-8 msnm para las crestas y cerca de 6 msnm en las cunetas, mezclándose finalmente a sotavento con los sedimentos de la laguna de interior de plataforma; por ejemplo, las zonas de San Gervasio y Buenavista (Fig. 25-27). También se formaron antiguas crestas de playa sobre la terraza II (5-6 msnm), *e.g.*, en la zona de Cedral (Fig. 25-27).

Los rasgos geomórficos, como las progradaciones de crestas de playa o *strandplains*, son estructuras frecuentes en las llanuras costeras durante el Cuaternario, (Otvos, 2000). Estas estructuras geomorfológicas son muy importantes en lo que respecta a la presencia de FMCs, ya que los *strandplains* en ambientes carbonatados se interpretan como evidencia de condiciones de estabilidad (*stillstand*), por lo que las morfologías de FMCs desarrolladas en

ellas se consideran morfologías de estabilidad (Mylroie et al., 2016; Mylroie y Mylroie, 2017). Las cuevas formadas dentro de estos ambientes han sido denominadas *banana holes* (Harris et al., 1995).

Los *banana holes* son depresiones kársticas parecidas a las clásicas FMCs, normalmente con huellas areales pequeñas y morfologías de cueva simples, desarrolladas en paralelo a la progradación de los *strandplains*. Son formadas por disolución por mezcla, consideradas FMC inmaduras (Mylroie et al., 2016; Mylroie y Mylroie, 2017). Los *banana hole* son casi exclusivos del archipiélago de Bahamas y su origen es poligenético *e.g.* resultado de la influencia epikárstica vadosa (Whitaker y Smart 1989, Gulley et al 2015; 2016), con un origen freático (Harris et al., 1995); relacionado con la singénesis temprana (Mylroie et al, 2016; Mylroie y Mylroie, 2017, Grimes 2006), y por último los *banana holes* se sugiere que pueden desarrollarse y aumentar de tamaño a partir de un acuífero colgado, sobreimprimiendo la porosidad inicial (Breithaupt et al., 2021b).

Basándonos en las características geomorfológicas y en el entorno depositacional de la roca huésped de las cuevas de la isla de Cozumel, se considera que las cuevas desarrolladas en los antiguos *strandplains*, en los límites entre la terraza II y III son morfologías del tipo *banana hole*; a pesar de que presentan una morfología de cueva más compleja y con una huella areal mayor con respecto a los *banana holes* de las Bahamas, probablemente relacionada con el aumento de tamaño a través de la diagénesis posterior (Grimes 2006; Breithaupt et al., 2021b).

La roca huésped de los *banana holes* de Cozumel presenta una textura microfacial bioclástica con peloides, asociados a cementos circungranulares y drusas (Fig. 22), mientras que en el trabajo de campo se observó estratificación tipo *herringbone* (cueva Murciélagos BH), galerías de fósiles (Cantera Transversal), y estratificación paralela a estratificación cruzada de bajo ángulo. Las microfacies de la roca huésped en las cuevas de Cantera Transversal, Murciélagos BH, Buenavista, y San Gervasio, presentan un incremento de bioclastos con ooides dispersos, e intraclastos consistentes a bancos de arena (FZ-6) (Flügel, 2010) (Fig. 22), mientras que las cuevas del ejido Cedral (cuevas de Aktum Balam, Pista, Escondida y Ferchango), presentan un aumento de ooides, lumps e intraclastos (Fig. 23) correspondientes con facies de interior plataforma marina abierta (FZ-7). Estas facies

coinciden con las condiciones submareales de interior de plataforma marina abierta con gran porosidad primaria interparticular correspondiente a las antiguas condiciones del ambiente marino freático durante el último nivel alto del mar, que actualmente representan las terrazas II y III.

Las facies ricas en ooides y lumps han sido ampliamente identificadas durante el MIS 5e en islas del Caribe como las Bahamas, las Islas Caimán y los Cayos de Florida (Jones y Hunter, 1990; Kindler y Hearty, 1996; Mylroie et al., 2016; Kerans et al., 2019, Purkis y Harris, 2016; Harris, 2019), también las facies oolíticas-peloidales han sido sugeridas como indicadores de grandes eventos de inundación en el Banco de las Bahamas durante el último nivel alto del mar MIS 5e (Kindler y Hearty, 1996). Ambas texturas depositacionales correspondientes a los cinturones de facies FZ-6 y FZ-7 en la roca huésped de los *banana holes* de Cozumel representan dos ambientes depositacionales diferentes muy cercanos entre sí; sin embargo, facies similares han sido reportadas en paredes de cuevas sobre la isla de Bahamas (Schwabe et al. 1993; Mylroie et al, 2016).

Las antiguas islas de franja estrecha (terrace III) durante el último *highstand* MIS 5e tuvieron un área hipotética de 21 km² (Fig. 26A, Tabla 1), estableciendo un lente de agua meteórica asimétrica (Vacher, 1988) con drenaje subterráneo con el flujo difuso (Larson y Mylroie, 2018) y permitiendo el desarrollo de morfologías freáticas del tipo flanco de margen. Asimismo, la progradación de los *strandplain* y la distribución de los *banana holes* de Cozumel sugieren que la paleocosta migró en tándem desde el núcleo de la isla hacia el exterior (Figs. 26B-C, 40B, C), en concordancia con uno de los modelos genéticos de los *banana holes* (Mylroie et al., 2016; Mylroie y Mylroie 2017). La antigua progradación del *strandplain* y los *banana holes* de Cozumel se desarrollaron a medida que la movilización de sedimentos llenó la laguna protegida, probablemente durante un periodo de estabilidad durante la máxima inundación durante MIS 5e formando la terraza II (Salgado-Garrido et al., en revisión), uniendo las islas de arena (antiguo cayo central y franjas estrechas) en una sola isla más grande; de la misma manera que el modelo morfoestructural en el archipiélago de las Bahamas de Kindler y Hearty (1996).

Un segundo mapa hipotético de Cozumel fue elaborado para obtener el área de captación que incluyen las islas de arena y las áreas de laguna protegida (terrazas II y III), teniendo un

área de captación total de 201.6 km² (Fig. 26B), corroborando que con estas dimensiones, la isla de Cozumel aún mantiene el sistema de drenaje con el flujo difuso-laminar; probablemente evidenciado por el gran número de depresiones cerradas identificadas en el área del Cedral en la terraza II a partir de información satelital (Rodríguez-Castillo et al., 2021). El aumento del área de la huella de la terraza II, y el flujo subterráneo difuso y laminar continúa operando eficientemente durante el llenado de la laguna hasta alcanzar el umbral de tamaño para desarrollar el drenaje de flujo turbulento en una isla con al menos 10 km de radio y área de captación de 314 km² (Larson y Mylroie, 2018).

El umbral de cambio de drenaje subterráneo se alcanzó con una forma y la posición del nivel del mar comparable a las condiciones actuales de la isla de Cozumel, durante el descenso del nivel del mar entre la transición del MIS 5e al MIS 5d, cuando probablemente comenzaron a crearse los grandes conductos freáticos del oeste de la isla (cenotes con gran desarrollo horizontal) o incluso se reactivaron conductos formados durante el Pleistoceno Medio.

Actualmente, las FMCs de Cozumel se encuentran por encima de la posición actual del nivel relativo del mar de forma dispersa y aislada (Fig. 26C, 40D). Su posición y distribución, desde una perspectiva hidrogeológica kárstica, representa un antiguo sistema subterráneo con flujos laminares y difusos, establecidos en las calcarenitas de la isla de Cozumel acorde al modelo propuesto por Larson y Mylroie (2018): Además sugiere la presencia de una geometría asimétrica del lente de agua dulce en las paleoislands de arena (antiguo cayo central e islas estrechas) de tal modo como los atolones actuales establecen su lente de agua dulce (Vacher, 1988).

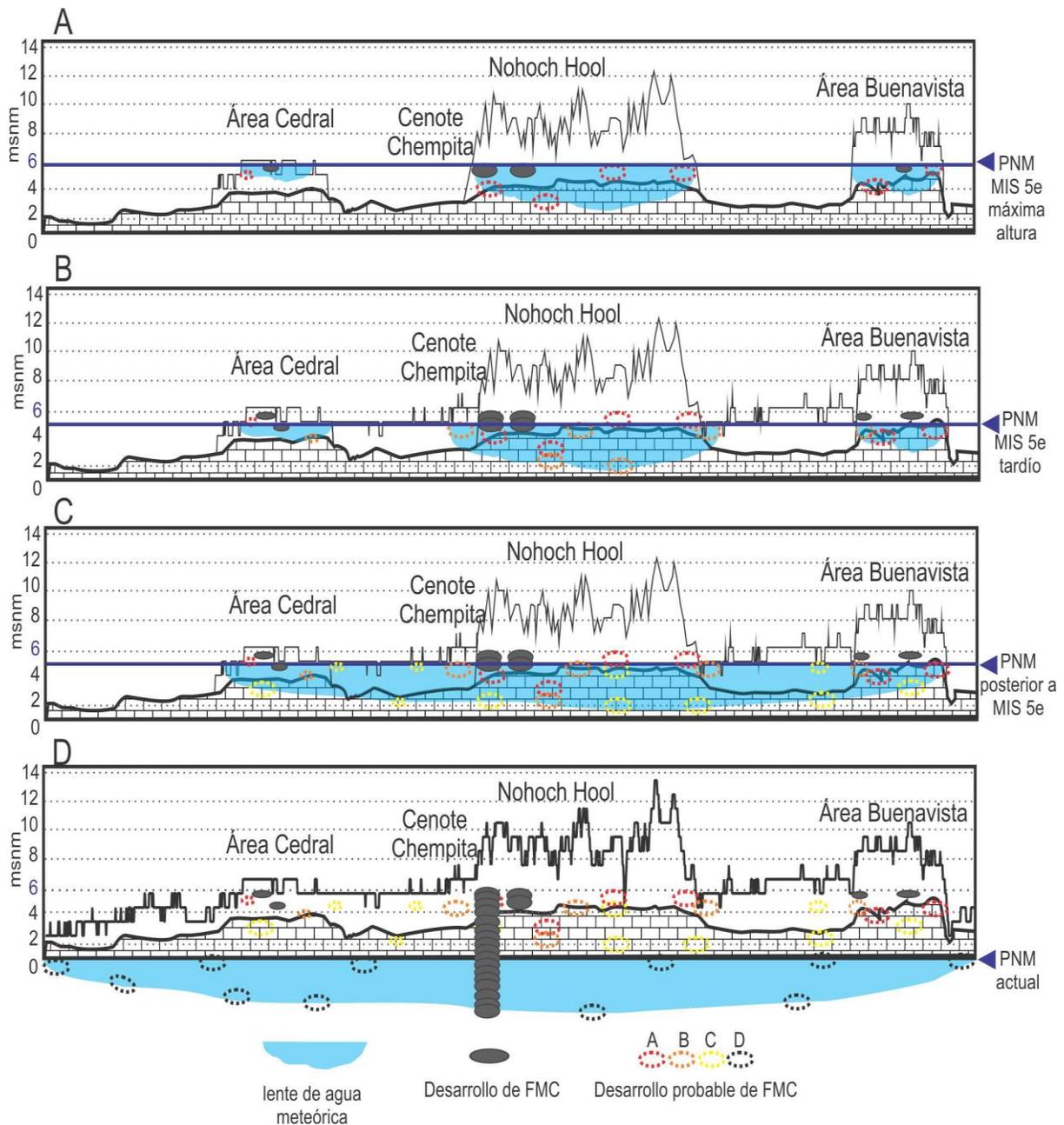


Figura 40. Modelo espeleogenético de las FMCs en la isla de Cozumel. A) Establecimiento de una morfología tipo atolón con cayo central (terrazza III) y lente de agua dulce en cada una de las islas. Comienza la formación de FMC clásicas e híbridas, alcanzando una altura máxima de 6 msnm durante el último nivel del mar MIS 5e. B) Aumento del tamaño de las islas por redistribución de los sedimentos y desarrollo de los banana holes en entornos de strandplains como la zona de Buenavista o en los flancos de sotavento de las islas de franja estrecha. C) El tamaño de la isla aumenta y se produce una antigua progradación de la llanura costera (área de Cedral), para formar una sola isla (terrazza II y III), permitiendo el desarrollo de los banana holes de Cozumel en la terraza II, probablemente durante las condiciones de estabilidad durante el pico del MIS5e. D) Isla actual de Cozumel con FMCs en el núcleo de la isla. Perfil topográfico de Y-Y' en la figura 3. Posición relativa del nivel del mar (PNM).

6.2.4. Importancia de la huella areal de las cuevas de flanco de margen de Cozumel

Las FMCs clásicas e híbridas de Cozumel tienen, en general, un tamaño medio, con grandes entradas que alcanzan hasta 5-6 m de altura de las cámaras freáticas. Los valores morfométricos de las relaciones A/P, EW/IW, AS/AL (Tabla 3) reafirman el origen de las FMCs frente a las cuevas marinas (Waterstrat et al., 2010), a pesar de presentar altos valores en las relaciones, los cuales son inesperados en relación con las FMCs (Waterstrat et al., 2010). Por otro lado, los *banana holes* de Cozumel exhiben tamaños pequeños, medianos y grandes con una altura restringida a dos metros y valores altos en las relaciones EW/IW y AS/AL, mostrando diferentes grados de erosión (Tabla 3).

Las FMC de Cozumel tienen una relación EW/IW promedio de 0.784, que es mayor que la de Bahamas (0.524) y Puerto Rico (0.672) (Lace, 2008; Waterstrat et al., 2010), pero menor que la de la isla de Tinian (~1) (Waterstrat et al., 2010). Los altos valores de la relación EW/IW en las FMC de Cozumel, incluyendo los pequeños *banana holes* (Murciélagos BH y Cantera Transversal), probablemente son el resultado de la alta denudación y erosión superficial, ya que se encuentran en los paisajes más antiguos formados en la isla (terrazza III), por lo tanto, han estado expuestos a los procesos de meteorización y erosión por un período un poco mayor y por lo tanto podrían presentar valores cercanos a los presentes en las Islas Marianas (Stafford et al., 2005). Sin embargo, esto es discutible, ya que sobreimpresión mecánica y diagenética (Grimes, 2006; Lace, 2008; Breithaupt et al., 2021b), acciones antropogénicas (cueva de la Cantera Transversal) y los limitados datos de las cuevas en Cozumel pueden aumentar los valores obtenidos, por lo que, estos valores se deben seguirse analizando.

El modelo clásico de FMCs en Bahamas contempla que el tamaño de las FMCs está relacionado con la estabilidad de la posición del nivel del mar o el tiempo de residencia de las zonas de mezcla, especialmente durante el MIS 5e (Myrloie et al., 1990, 1995; Roth, 2006, Labourdette et al., 2007; Waterstrat et al., 2010; Larson y Myrloie, 2018). Sin embargo, el intervalo, las subfases y el rango máximo del MIS 5e siguen siendo objeto de debate. Hearty et al. (2007) consideran que la duración media del MIS 5e en todo el mundo está entre 130 ± 2 y 119 ± 2 ky sin condiciones estables, en oposición a las condiciones estables en las

Bahamas cercanas a los 10 ky (Chen et al., 1991, Mylroie y Mylroie, 2007). El modelo de FMCs de Bahamas considera suficiente tiempo para desarrollar grandes FMCs (>1000 m²) (Mylroie et al 1990; 1995; Mylroie, 2013; Mylroie y Mylroie, 2017). Mientras que los *banana holes* en las Bahamas se formaron durante la fase de estabilidad (*stillstand*) del MIS5e en el miembro Cockburn Town de las calizas de Grotto Beach entre 124 y 114 ky (Mylroie y Carew, 1995, Mylroie et al., 2016 Mylroie y Mylroie, 2017).

La distribución de las FMCs de Cozumel y las relaciones morfométricas son consistentes con las antiguas posiciones de la línea de costa, como sugieren los altos valores en los valores de las relaciones AS/AL, que reflejan la extensión o elongación lateral de las morfologías de las cuevas, paralelas a las antiguas líneas de costa (Waterstrat et al., 2010). Por el contrario, los valores de tamaño y huella de las cuevas son ambiguos, especialmente en los *banana holes* de Cozumel, debido a que las cuevas pequeñas y simples (cuevas Cedral y Buenavista) se exhiben en el mismo paisaje junto con cuevas de tamaño mediano y grande, con morfologías más complejas con vastas estructuras pendants y pilares que reflejan la fusión de cámaras adyacentes, por ejemplo, las cuevas Ferchango, Track, Aktum Balan y Magnolia.

El hallazgo anterior es inesperado y sorprendente debido a que las cuevas singenéticas tempranas y tardías *sensu* Grimes (2006) están presentes en la misma zona, lo que implica tres posibilidades. La primera corresponde al desarrollo de FMCs grandes y complejas, favorecidas por soluciones agresivas creadas en ambientes pantanosos adyacentes como en Australia (Grimes, 2006; 2009), o el aporte y la oxidación de la materia orgánica en las Bahamas (Bottrell et al., 1993; Stoessell et al., 1993; Gulley et al., 2013; 2015; 2016; Mylroie y Mylroie, 2017), lo que puede ser parcialmente apoyado por la presencia de los guijarros negros (*black pebbles*) contiguos a la cueva de la Cantera Transversal y otros sitios de la antigua isla de la franja estrecha (Salgado-Garrido et al., en revisión). La segunda posibilidad, corresponde a que las grandes FMCs, son el resultado de un proceso de superposición de morfologías de flanco de margen como el archipiélago de las Bahamas (Mylroie et al, 2020; Breithaupt et al., 2021a); sin embargo, esta segunda posibilidad en las FMCs de Cozumel se restringe a la variabilidad del MIS 5e, ya que la roca huésped corresponde exclusivamente a este periodo. La tercera posibilidad corresponde al aumento del tamaño de la FMC a partir de un acuífero colgado (Breithaupt et al., 2021BH). En esta última posibilidad la formación

de las FMCs no se restringió a la disolución de grandes volúmenes de carbonatos durante el evento MIS5e, ya que incluso pudo ocurrir a partir de FMCs preexistentes más pequeñas.

Los registros de las condiciones del nivel del mar durante el último *highstand* MIS 5e en la región del Caribe mexicano difieren de los registros de Bahamas en el rango máximo, subestadios y duración (Blanchon et al., 2009; Moseley et al., 2013). Ambos registros sugieren una duración media más corta que en las Bahamas, lo que sugiere que la estabilidad del nivel del mar no fue el único factor que interviene en el tamaño de las FMCs de Cozumel.

Las discrepancias en las morfologías y el tamaño en los FMCs de Cozumel en la misma zona todavía hacen difícil la interpretación, por lo cual requiere más investigación.

6.3. Modelo evolutivo de la isla de Cozumel

Con base en la interpretación cronoestratigráfica y el modelo espeleogenético de las cuevas de flanco de margen se desarrolló un modelo evolutivo de la isla de Cozumel de la manera siguiente:

6.3.1. Etapa 1. Arrecife central, Pleistoceno Temprano-Medio

Durante el Pleistoceno Temprano prevalecieron las condiciones arrecifales. La primera generación de arrecifes estableció un núcleo en la sección central de la isla moderna, representado por el FAs-0. Después de la exposición subaérea de este núcleo, tal y como demuestra la capa caliche Cal-0, el crecimiento de los arrecifes se reinició en el lado de barlovento. Este crecimiento fue interrumpido por las condiciones de bajo nivel del mar, que expusieron el arrecife durante el Pleistoceno Medio, continuando estas condiciones hasta el MIS 6, con el desarrollo de la capa Cal-1 y estructuras kársticas que cubren la unidad. El largo período de exposición se evidencia por las enormes estructuras paleokársticas, paleosuelo y el desarrollo del caliche, Cal-1 (Fig. 41).

6.3.2. Etapa 2. Morfología similar a un atolón, Pleistoceno Tardío

Durante esta etapa, el aumento del nivel del mar del MIS 5e permitió la depositación de las FAs-2 (Fig. 41). Bajo estas condiciones la isla de Cozumel mostró una configuración más compleja. Cerca del centro, los sedimentos se depositaron en una laguna protegida (FAs-2C) y una laguna con condiciones de mar abierto (FZ-2 B), mientras que las FAs-2A (cayo central e islas de franja estrecha) generaron una isla antigua o más bien, conjunto de islas arenosas

con morfología de atolón y un cayo central. Posteriormente a la estabilización de las islas arenosas, fueron establecidos lentes de agua meteórica y posteriormente se desarrollaron las FMCs.

6.3.3. Etapa 3. Isla baja, desde el Pleistoceno Tardío hasta la actualidad

Durante la transición del MIS 5e al MIS 5d comienza la formación de la capa Cal-2 y la estabilización de la geomorfología actual de la isla de Cozumel adquiriendo una morfología mayoritariamente de isla baja a partir de ese momento. Las variaciones posteriores del nivel del mar incluyen un descenso de 130 m durante el Último Máximo Glacial (Clark et al., 2009); cuyas condiciones debieron de desarrollar una isla con una mayor área de recarga y de gran altura; con la posibilidad de desarrollar grandes estructuras kársticas de origen vadoso y/o epigenéticas, las cuales parecen estar representada por los cenotes con gran desarrollo vertical como Chenchón, Chempita e incluso Tres Potrillos. Sin embargo, la relación de este tipo de cenotes y su relación con estos grandes descensos del nivel del mar, particularmente con el Último Máximo Glacial aún deben ser estudiados a detalle.

Por último, con el aumento del nivel del mar durante el Holoceno (MIS 1), se configuró la forma actual de la isla (Fig. 41). Actualmente la geomorfología superficial, así como las sucesiones estratigráficas exhiben múltiples eventos de depositación y exposición subaérea de carbonatos, así como múltiples eventos de karstificación. Dichas características le confieren una gran complejidad geológica y geomorfológica representando un gran desafío principalmente desde un punto de vista espeleogenético.

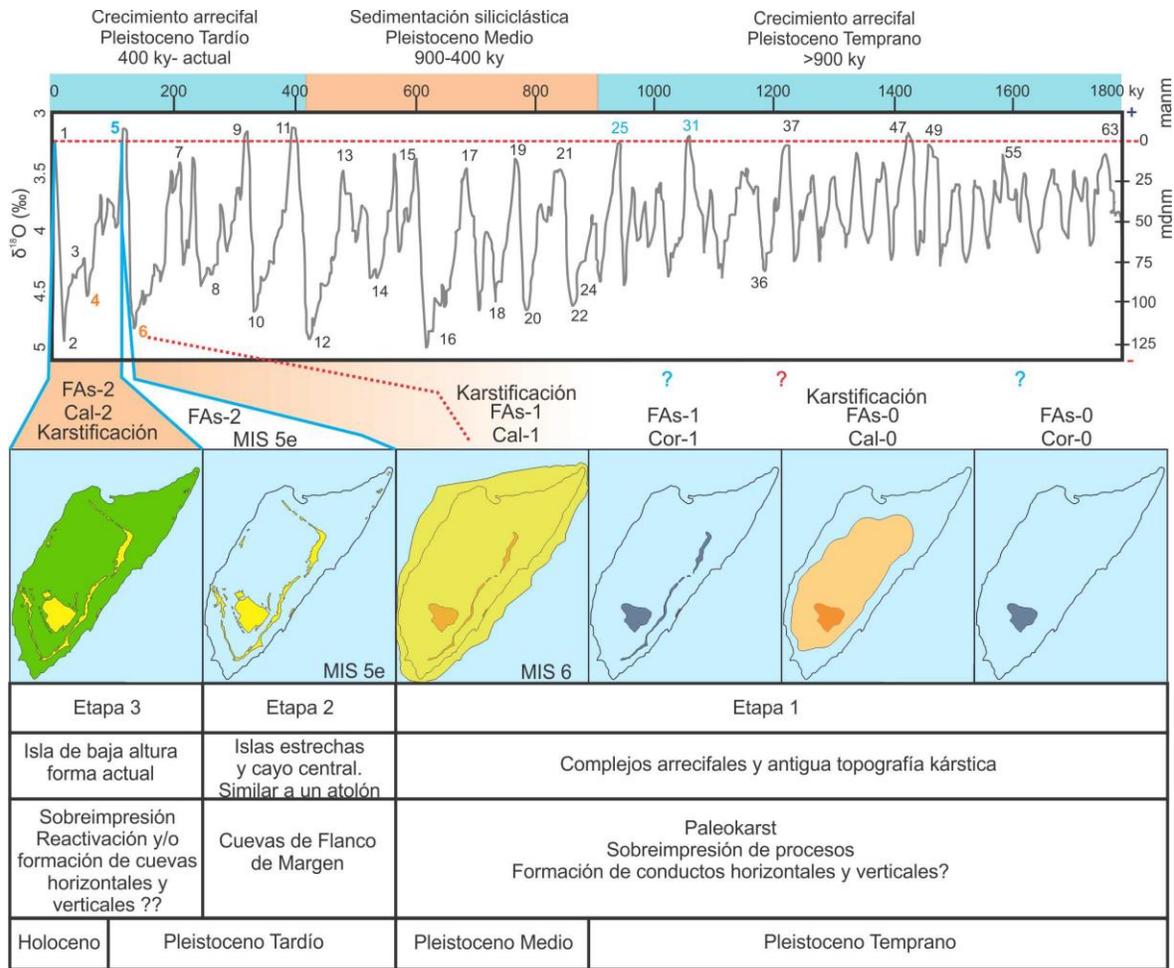


Figura 41. Modelo de evolución sedimentaria de la isla de Cozumel desde el Pleistoceno Medio hasta el presente. El modelo se correlaciona con los cambios en el nivel del mar, los estadios isotópicos marinos (MIS) (Lisiecki y Raymo, 2005) y la interpretación de la plataforma carbonatada-siliciclástica de Belice (Gischler et al., 2010). La etapa 1 corresponde a FAs-0 y 1. En esta época hubo un núcleo de crecimiento arrecifal durante un aumento del nivel del mar (Cor-0) seguido de un descenso del nivel del mar (Cal-0). Un nuevo aumento del nivel del mar se desarrolla sobre el antiguo arrecife (Cor-1). La FAs-1, culmina con la capa Caliche 1, relacionada al descenso del nivel del mar del MIS 6. La etapa 1 corresponde a la antigua topografía kárstica. La etapa 2, FAs-2 (A, B, C), se desarrolló a lo largo del MIS 5e, durante la subida del nivel del mar. El final de esta etapa comienza con la exposición subaérea y la alteración diagenética por el descenso del nivel del mar después del MIS 5e, identificada con el Caliche 2. Etapa 3 establecimiento de una isla de baja altura desde el descenso posterior al MIS 5e hasta el presente. FAs: Asociación de facies; Cor: coral; Cal: caliche. La edad de 121 ky* es de Spaw, 1978.

6.4. Zonación kárstica de la Isla de Cozumel

La clasificación de los paisajes kársticos es un reto, debido a la gran cantidad de términos, sinónimos e incluso a la naturaleza poligenética de las estructuras (Gines, 2009; McIlroy de la Rosa, 2012). No obstante, las clasificaciones con mayor aceptación se basan en las relaciones morfogenéticas y conforme al tamaño o escala de las morfologías descritas (Ford y Williams, 2007; McIlroy de la Rosa, 2012).

Acorde a la escala, las formas de mayor tamaño (macro-escala) alcanzan dimensiones mayores a los 10 m, como son las dolinas, cuevas, poljes, sumideros entre muchos otros; también los campos de *karren* en su conjunto, se incluyen dentro de esta categoría. Las estructuras de meso-escala las cuales están entre 1 cm y 10 m corresponden a diversas formas de disolución o karren (McIlroy de la Rosa, 2012). El término *karren* es un término genérico para todas las características (positivas y negativas) esculpidas sobre las rocas solubles a partir de procesos de disolución, biológicos y erosivos (Gines, 2009). De manera general las diversas estructuras de karren pueden dividirse en meso, micro y nano escala.

Desde la perspectiva de la morfogénesis Ford y Williams (2007) clasifican a las formas como formas circulares, lineales controladas por fracturas o por la hidrodinámica, formas poligenéticas y formas compuestas por ensambles de karren. Otra clasificación con mucha aceptación es la propuesta por Bogli, donde las formas están en función de la cobertura de la roca, de tal manera que hay morfologías de karren cubierto, karren libre y karren medio libre *e. g.*, cubierto por el suelo, (McIlroy de la Rosa, 2012). Hasta el momento no existe una clasificación que logre unificar todos los criterios; sin embargo, en función del enfoque de estudio, cualquiera de estas clasificaciones es perfectamente utilizable (Gines, 2009).

Con base en las morfologías de macro-escala identificadas sobre la isla de Cozumel, en conjunto con el mapa de facies, terrazas y el modelo evolutivo, se observa un patrón de distribución de las formas kársticas. Esta distribución de las morfologías kársticas aparentemente está controlada por la forma del terreno donde están desarrolladas, por tanto, el tiempo de formación del tipo de terreno y la posición relativa del nivel del mar están directamente ligadas a la presencia y evolución de las morfologías kársticas sobre la isla de

Cozumel. La identificación y distribución de estas formas kársticas permitió el desarrollo de una zonación kárstica.

6.4.1. Zona 1

Corresponde a la actual línea de costa de la isla, donde los procesos costeros tanto erosivos y constructivos están operando actualmente al menos desde el Holoceno, teniendo como límite altimétrico los 4 msnm correspondientes a la terraza I; aunque los procesos eólicos alcanzan mayor altura sobre los antiguos cayos aislados del este de la isla. Por otro lado, su límite tierra adentro no está claramente definido. Los eventos constructivos están liderados por el crecimiento de los parches arrecifales y arrecifes de borde que circundan a la isla (Muckelbauer, 1990), así como por los depósitos de arenas de la playa y promontorios (Spaw, 1978; Trejo-Pelayo, 2020) correspondientes a los depósitos holocénicos (Spaw, 1978; Ward, 1997).

En contra parte, los procesos erosivos y de disolución lideran las morfologías kársticas y pseudokársticas de la isla (Fig. 42). Actualmente, la isla presenta una plataforma de abrasión donde se desarrollan los bancos de *karren*, cuya máxima expresión se localiza en la región este de la isla. Este tipo de morfologías son ampliamente estudiadas en las islas Baleares en España (Gómez Pujol y Fórnos, 2009, 2010), Isla San Salvador en Bahamas y al centro-oeste de Italia (de Waele et.al., 2009). En estos lugares este tipo de morfologías son consideradas únicas dentro de los ambientes costeros, debido a que los procesos químicos implicados en la disolución son más complejos.

Dentro de la zona 1 también son identificadas otras morfologías asociadas a los bancos de *karren*. Particularmente en la costa este, se reconocen morfologías pseudokársticas como acantilados y *tafonis*, los cuales son desarrollados sobre arenas carbonatadas pertenecientes a los bancos aislados del este. Hasta el momento *tafonis* y acantilados son exclusivos de esta parte de la isla. Otra morfología sobresaliente dentro de la zona 1 corresponde a las cuevas marinas, las cuales son reconocidas principalmente al este de la isla, aunque también se presenta una al suroeste. Las morfologías como acantilados, *tafonis* y cuevas marinas actuales están estrechamente relacionadas a la influencia erosiva por parte de la acción marina y de los vientos, influenciados por los vientos alisos, que tienen una dirección E-O,

los cuales chocan con la parte este de la isla (Lomando y Gischler, 1999). Este patrón de vientos y oleaje explicaría el mayor desarrollo de estas morfologías en esta región. Por otro lado, la influencia de la corriente de Yucatán, la cual pasa a ambos costados de la isla (Athie et al., 2011), también puede tener gran influencia sobre el desarrollo de las cuevas marinas actuales.

Al oeste de la isla se localiza una estructura muy particular conocida como caleta, correspondiente a la entrada de una porción del océano hacia dentro de la isla. Este tipo de morfología está relacionada a la zona de mayor disolución en la zona de mezcla entre aguas meteóricas provenientes del interior de la isla a través del Cenote Aerolito y que entran en contacto con el agua marina. Estas estructuras son ampliamente reconocidas en la costa continental de Quintana Roo cuya formación es liderada por la disolución por mezcla (Back et al., 1988), por lo que se considera que fueron desarrolladas durante el Holoceno, desde que la posición del nivel del mar alcanzó su altura actual (Back et al., 1988).

Además, dentro de esta región de la isla, se localizan los grandes sistemas de cavernas inundados (cenotes con gran desarrollo horizontal) como son el Cenote Aerolito, Sistema la Quebrada y Cenote Cocodrilo, cuyo desarrollo de conductos horizontales alcanzan el orden de kilómetros. Este tipo de cenotes presentan morfologías con patrones ramiformes y anastomosados, con presencia de conductos freáticos y vadosos, patrones de derrumbe y espeleotemas, que de manera general se localizan paralelos a la línea de costa, teniendo un alcance máximo de un kilómetro tierra adentro. En estos sistemas la influencia de los procesos marinos se ven evidenciados por la fauna anquialina dentro de los conductos y por parte de los movimientos verticales en la haloclina a lo largo del año (Mejía et al., 2007). Este tipo de morfologías son muy similares a las cuevas multifásicas de la porción continental de Quintana Roo (Smart et al., 2006), donde la influencia de la disolución por mezcla y turbulencia alcanza entre los 4-10 km tierra adentro (Beddows et al., 2007).

El establecimiento de una edad o momento para la formación de este tipo de sistemas de cueva de gran desarrollo horizontal y multifase, así como los cenotes de gran desarrollo vertical en la isla de Cozumel, es un gran reto y hasta el momento no ha sido posible realizarlo. No obstante, esos conductos de gran desarrollo horizontal están relacionados a dos condiciones; la primera relacionada con el área de la isla, la cual debería ser al menos el

mismo tamaño que el actual tamaño de la isla, es decir un diámetro de al menos 10 km, que es el umbral de tamaño esperado para el desarrollo de conductos que realmente conduzcan fluidos (Larson y Mylroie, 2018). Este tamaño de la isla es crítico para la formación de este tipo de cuevas, y en Cozumel este tamaño se ha alcanzado varias veces, al menos antes y después del MIS 5e, alcanzando su máximo alcance durante el último máximo glacial hace ca. de 20 ky (Gischler et al., 2010). La segunda condicionante es el establecimiento de un presupuesto hídrico positivo, esto quiere decir que la recarga del acuífero a partir de las precipitaciones sea mayor que la evapotranspiración (Larson y Mylroie, 2018). En la actualidad en la isla de Cozumel, así como en la porción continental se considera que la evapotranspiración es mayor (Cabadas-Báez, et al., 2010), por lo que el presupuesto hídrico es negativo, y por tanto esta condición, así como la relación de los conductos con la posición del nivel del mar deben ser revisados cuidadosamente y con más detalle.

6.4.2. Zona 2

La zona dos corresponde a una estrecha franja de no más de 1.5 km, localizada principalmente al este de la isla a no más de dos kilómetros tierra adentro de la costa actual, correspondiente a las antiguas islas estrechas de baja altura (terrace III). La distribución de estas morfologías se desarrolla entre los 7 y 16 msnm (Fig. 42).

Las morfologías kársticas más sobresalientes son las cuevas clásicas de flanco de margen, las cuales se desarrollan entre 3 y 6 msnm. Dentro de esta forma de terreno además se ha localizado una antigua cueva marina, así como tubos de disolución. A partir de trabajos geoespeaciales Frausto-Martínez et al. (2018) y Trejo-Pelayo (2020) identifican la presencia de la mayor cantidad de dolinas indiferenciadas en esta zona, así como la parte central de la isla o antiguo cayó central. La presencia y distribución de todas estas morfologías kársticas, sugiere la existencia de estas formas de terreno (terrace III) durante el último aumento del nivel del mar MIS 5e, lo que hizo posible que posteriormente se establecieran estas estructuras kársticas.

6.4.3. Zona 3

La tercera zona corresponde a la terrace II, la cual se desarrolla entre los 5 y 6 msnm. Esta zona está caracterizada principalmente por la presencia de cenotes superficiales localmente

conocidos como cenotes tipo aguada y por la presencia de morfologías como son los banana holes (Fig. 42). El área correspondiente a esta zona es la de mayor tamaño en toda la isla, sin embargo, sólo en pocas regiones se localizan este tipo de morfologías. Por otro lado, también se reconoce la presencia de dolinas indiferenciadas a partir de los trabajos geoespaciales (Frausto-Martínez et al., 2018; Trejo-Pelayo, 2020). Igualmente, dentro de esta zona, se localizan algunos cenotes con profundidades mayores a los 30 m como el Cenote Bambú.

Los *banana holes*, se desarrollaron durante el crecimiento de la isla y la progradación de la línea de costa, por lo que su formación puede considerarse durante la etapa de estabilidad (*stillstand*) durante el MIS 5e.

6.4.4. Zona 4

Esta zona representa el núcleo de la isla de Cozumel correspondiente al antiguo cayo central (terrazza III) (Salgado-Garrido et al., 2022). Esta forma de terreno corresponde a la mayor altura de toda la isla. En esta región se logran observar morfologías de flanco de margen clásicas y sobrepuestas, las cuales se han modificado por distintas fases de desarrollo espeleogenético y que regionalmente son nombradas cenotes. Este tipo de cenotes son las que alcanzan mayor profundidad de toda la isla (ca -60m) y que morfológicamente representan una mezcla entre los cenotes verticales, cántaro y caverna de Schmitter- Sotto et al., (2002) (Fig. 42). También esta región se caracteriza por la presencia de tubos de disolución muy similar a las formas presentes en las antiguas islas estrechas. Temporalmente las estructuras kársticas como las FMCs y tubos de disolución se formaron durante el evento MIS 5e, no obstante, han sido modificadas diagenéticamente desde su formación hasta nuestros días.

Geoespacialmente esta región corresponde a la zona donde se presenta la mayor cantidad de dolinas indiferenciadas (Frausto-Martínez et al., 2018; Trejo-Pelayo, 2020), las cuales se sugiere son evidencia de que estas regiones fueron las primeras formas de terreno en desarrollarse y por eso tienden a tener el mayor índice de karsticidad.

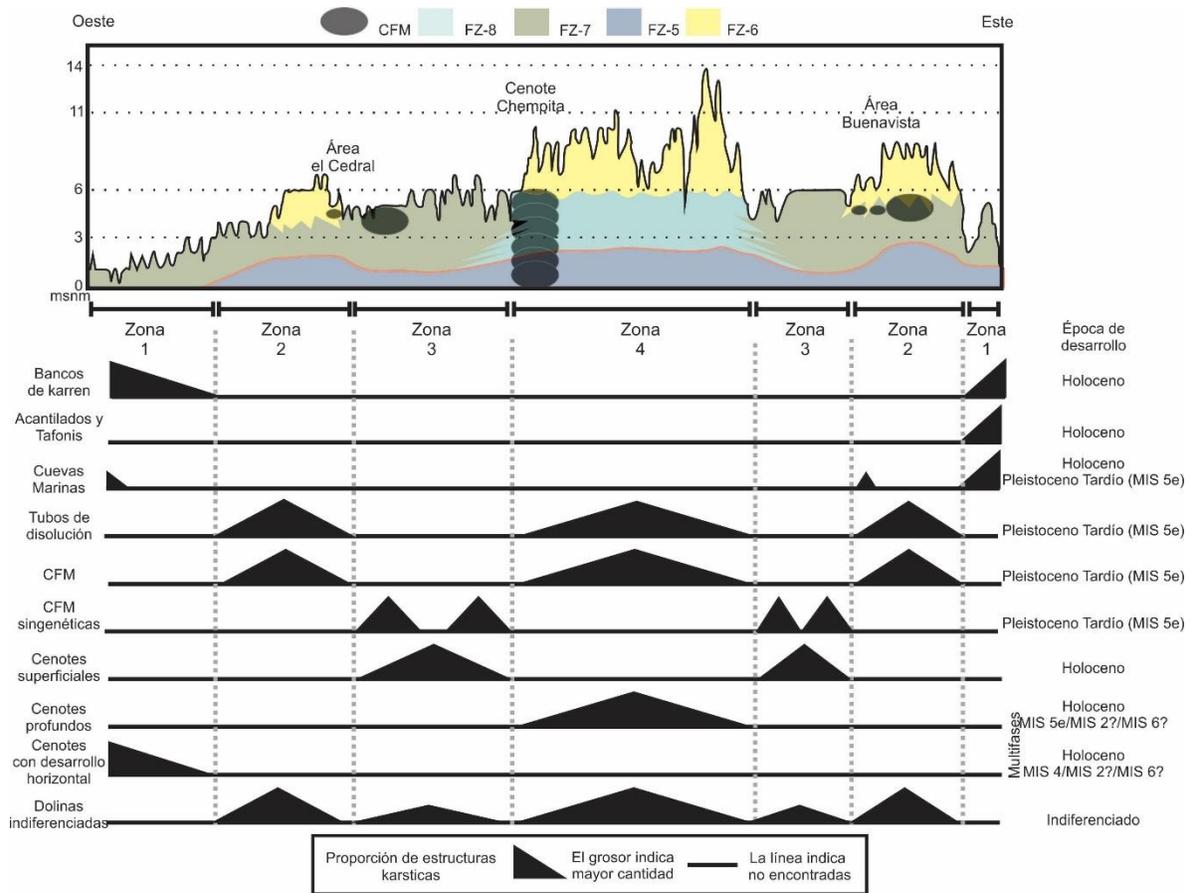


Figura 42. Zonación kárstica en la Isla de Cozumel. En la parte de arriba se encuentra un perfil altimétrico O-E de la isla de Cozumel. En la parte de debajo de la figura se ubica la proporción relativa de las morfologías kársticas asociadas a una zona en particular. A la derecha se sugiere la temporalidad en la cual estas morfologías pudieron formarse e incluso algunas siguen en formación como las cuevas multifásicas o los procesos a la zona de mezcla actual.

Capítulo 7. Conclusiones

7.1. Conclusiones

La integración de los datos sedimentológicos, las correlaciones estratigráficas, información geoespacial e identificación de estructuras kársticas, así como sus patrones morfológicos y parámetros morfométricos, permitió la caracterización de los procesos de flanco de margen localizados por encima del nivel relativo del mar actual, cuyo desarrollo está relacionado con el último evento transgresivo MIS 5e. Además, permitió elucidar la historia evolutiva de la cuenca costera kárstica de la isla de Cozumel, desde el Pleistoceno -Medio hasta el presente, enfatizando la relevancia de los elementos morfoestratigráficos y las morfologías kársticas.

La isla de Cozumel superficialmente está compuesta por dos unidades litológicas. Hacia la base de la isla, se compone por una caliza bien consolidada de facies arrecifales, correspondiente a una FZ-5 que se correlaciona con las Formaciones geológicas Carrillo Puerto en la Península de Yucatán, México; Ambergris Cay en Belice y Pedro Castle en Islas Cayman. Esta unidad de caliza arrecifal bien consolidada contiene múltiples eventos de karstificación y formación de caliches (Cal- 0 y 1) los cuales se pudieron correlacionar al con caliches y espeleotemas desarrollados en la porción continental de la Península de Yucatán durante el MIS 6, reforzando las condiciones regionales de esta área, cuando el nivel del mar estaba por debajo de la posición actual.

Durante el aumento del nivel del mar subsecuente, la caliza arrecifal bien consolidada con estructuras kársticas es inundada, comenzando la depositación de la segunda unidad litológica, compuesta actualmente por arenas carbonatadas pobremente consolidadas, exhibiendo al menos tres ambientes de depósitos diferentes. Durante la inundación las condiciones topográficas preexistentes y la tasa de sedimentación constituyen los controles para la distribución de los sedimentos durante el MIS 5e. Los patrones de sedimentación a través del MIS 5e exhiben una morfología parecida a un atolón, ya que durante este periodo la isla estuvo compuesta por un conjunto de islas estrechas a barlovento identificadas por las facies FZ-6, delimitando una zona de facies lagunares protegidas con conexión marina (FZ-7), donde también se desarrolló un cayo central; este cayo central también es una isla arenosa

que alcanzó su mayor altura a los 16 msnm, sin embargo, las facies arenosas FZ-6 sobreyacen las facies lagunares protegidas (FZ-8).

A través del proceso de inundación de la isla de Cozumel durante el MIS 5e, la isla antigua en forma de un atolón alcanzó su máxima altura estableciendo lo que ahora se considera la terraza III, en este momento también se alcanzó la máxima altura de la posición relativa del nivel del mar ca. 6 msnm. Al alcanzar esta posición el nivel del mar, se establece un lente de agua meteórica en cada una de las islas arenosas. La zona de contacto entre las aguas del lente de agua meteórica y el agua de mar, inducen la formación de las cuevas de flanco de margen a través de la disolución por mezcla.

Durante los movimientos relativos del nivel del mar y especialmente durante el pico máximo del evento transgresivo MIS 5e, las pequeñas islas arenosas comienzan a incrementar su tamaño, evidenciado por la exposición de los sedimentos correspondientes a la terraza II, desarrollando sucesiones de crestas de playa o *strandplains*, donde también se exhiben cuevas de flanco de margen. Durante la transición MIS 5e a MIS 5d la isla de Cozumel debió adquirir un tamaño y morfología muy similar a la actual, donde las evidencias morfoestratigráficas como el conjunto de islas arenosas, la máxima posición del nivel del mar (terracea II) así como las cuevas de flanco de margen son preservadas y estabilizadas por el desarrollo del caliche 2.

A partir del descenso del nivel del mar posterior al MIS 5e múltiples eventos de ascensos y descensos modifican la geomorfología de la isla de Cozumel, dejando cambios morfológicos y sobreimprimiendo eventos de karstificación, tales como desarrollo de conductos vadosos, desarrollo de largos conductos freáticos, espeleotemas, colapsos, así como el desarrollo de morfologías multifase o sobreimpresas. La morfología y geomorfología actual de la isla se alcanzó ca. 8-10 ky de años atrás, cuando el nivel del mar alcanzó su posición actual. Durante el emplazamiento de las condiciones actuales, las morfologías kársticas como largos conductos freáticos y verticales son nuevamente inundados, los bancos de *karren* comienza a formarse; así mismo, durante este periodo las cuevas marinas activas, caleta y los *tafonis* que bordean la línea de costa también son formados.

Por su parte las cuevas de flanco de margen fueron identificadas a partir de sus características morfológicas y separadas de otros tipos de cueva tales como las cuevas marinas, *tafonis* y cuevas multifase con gran desarrollo horizontal y vertical. Además, su distribución en la isla también ayuda a su separación de algunas cavidades. Las entradas de las FMCs se localizan entre la terraza II y la terraza III. Las FMCs fueron separadas en tres grandes grupos a partir de su tamaño siguiendo la clasificación de Roth en pequeñas, medianas y grandes. Sin embargo, entre estas tres clasificaciones no se pudieron separar con base en otro patrón morfométrico claro, ya que coexisten los tres tipos de cueva en una misma área.

No obstante, si se lograron clasificar con base en los cambios litológicos de la roca huésped donde se desarrollan y a partir de sus cambios morfológicos; ya que se logró distinguir un grupo de cuevas de flanco de margen clásicas y FMCs-cenotes, localizados en la zona central de la isla, en el antiguo cayo central. Estas cuevas se desarrollan en facies lagunares correspondientes a los cinturones de facies FZ-8 y FZ-7. Las primeras son consideradas cuevas de flanco de margen clásicas, mientras que los cenotes son cuevas de flanco de margen con procesos de sobreimpresión que modifican su morfología. El tamaño de este tipo de cuevas generalmente es mediano, exhiben una gran cantidad de espeleotemas y pocas estructuras residuales. El tamaño de sus cámaras es cercano a los 5 m de alto.

Por otro lado, una morfología muy particular de cuevas de flanco de margen se localiza en el cinturón de facies FZ-7 en unidades geomorfológicas de cresta de playa antiguas. Dichas cuevas de flanco de margen se consideran cuevas tipo *banana hole*, ya que las características de la roca coinciden con las morfologías de este tipo de cuevas en el archipiélago de Bahamas, este tipo de cuevas carecen de espeleotemas y muestran un incremento de estructuras residuales tales como pilares. La altura de sus pasajes o cámaras es de 2m.

El desarrollo de todas las FMCs están en una altura de entre 3 y 6 msnm lo que correlaciona con la altura del nivel de la mar que se alcanzó durante el aumento del nivel del mar MIS 5e en la Península de Yucatán.

A partir de la correlación de los datos de erosión de la relación EW/IW con los datos de Puerto Rico se considera que el origen de este tipo de cuevas es muy similar a pesar de tener

valores diferentes y limitados, no obstante, este valor sugiere una mayor erosión que los valores propuestos para Bahamas. Diferencias en los valores de huella areal de la isla de Cozumel contra los valores de Bahamas sugiere que diferencias en la duración y estabilidad del evento transgresivo MIS 5e deben generar sus diferencias. Sin embargo, esto debe ser revisado con mayor detalle.

Con base en los cambios morfológicos, distribución en la isla, así como cambios en la roca donde se desarrollan las FMCs, se propone un modelo espeleogenético que vincula el origen de las cuevas y sus condiciones hidrogeológicas, con las unidades geomorfológicas de la isla relacionado su génesis con los cambios del nivel del mar durante el aumento del nivel del mar MIS 5e.

En conjunto de la identificación de las morfologías de flanco de margen, así como de las otras evidencias espeleogenéticas mesokársticas en la isla de Cozumel, permitió la realización de una zonación kárstica con cuatro zonas diferentes, donde se evidencia que el establecimiento y posición de dichas morfologías no es al azar y está controlado por la distancia y posición del nivel del mar durante la formación de estas morfologías.

Por último, a partir de la caracterización de las cuevas de flanco de margen se propone un modelo genético que explica su desarrollo y distribución en la isla dentro del contexto del último evento transgresivo MIS 5e en una morfología insular similar a un atolón. A su vez, este modelo espeleogenético forma parte de la reconstrucción paleogeográfica propuesta para la isla de Cozumel, donde se reconocen los cambios evolutivos de la isla de la manera siguiente: etapa 1 isla arrecifal (anterior al Pleistoceno Medio) con un posterior evento de karstificación y desarrollo de caliches durante el Pleistoceno Medio; etapa 2 inundación de la isla durante el evento transgresivo MIS 5e con la formación de una isla tipo atolón y desarrollo de cuevas de flanco de margen; etapa 3 isla de baja altura a partir del descenso del nivel del mar post MIS 5e y comienzo de formación un segundo caliche y procesos de karstificación superficial que desarrollan las estructuras mesokársticas actuales.

7.2. Investigaciones a futuro

Si bien es cierto que este trabajo representa el primer estudio formal enfocado en este tipo de morfologías kársticas en México y que se cumplió el objetivo de reconocer y caracterizar las cuevas de flanco de margen en la isla de Cozumel correspondientes a eventos transgresivos, concretamente al último evento transgresivo MIS 5e, aún existen múltiples incógnitas que deben ser investigadas con mayor detalle, incluso con otras metodologías. Por ejemplo, tener un marco geocronológico que permita fechar las facies correspondientes a lo que se interpreta como Fm. Carillo Puerto; identificar otros descriptores que permitan separar morfométricamente las FMC clásicas y *los banana holes*.

De forma geoespacial se reconoce la presencia de un gran número de estructuras cerradas que potencialmente son FMCs, las cuales deben ser medidas y caracterizadas *in situ* para incrementar el conocimiento de este tipo de cuevas, ya que realmente son poco conocidas a nivel mundial y particularmente las morfologías banana hole solamente se habían documentado en el Archipiélago de las Bahamas.

Otro de los ejes de trabajo que deben continuarse, implica el incremento en la información y estudio de los cambios diagenéticos y maduración de la roca huésped de las FMCs en Cozumel que nos permitirán comprender las diferencias morfométricas.

Paralelo a esto, se requiere una mejora caracterización sobre los caliches o calcretas y cuál es su influencia en este tipo de sistemas de flanco de margen.

Referencias

- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010. Calcretes. In: Alonso-Zarza A. M., Tanner L. H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings*, Elsevier, Netherlands pp. 177–244.
- Aguayo, J. C., Bello, R., del Vecchio, M. A., Araujo, J., Basañez, M. A., 1980. Estudio sedimentológico en el área Tulum- Cancún-Isla Mujeres, estado de Quintana Roo, México. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*. 16, 15–32.
- Athie, G.; Candela, J., Sheinbaum, J., Badan, A., Ochoa, J., 2011. Yucatan Current variability through the Cozumel and Yucatan channels. *Ciencias Marinas*. 37, 471–492.
- Audra, P., Palmer, A. N. 2015. Research frontiers in speleogenesis. Dominant processes, hidrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica*. 44(3), 315–348.
- Back, W., Hanshaw, B., Pyle, T., Plummer, L., Weidie, A. 1979. Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico. *Water Resources Research*, 15(6),1521-1535.
- Back, W., Hanshaw, B., Herman, J., and Van Driel, J. 1986. Differential dissolution of a Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. *Geology* 14,137-140.
- Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B. R. N., Charvet, G., Marín, L., Rebolledo-Vieyra, M., Merediz-Alonso, G., 2011. Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*., 19.
- Beddows, P., Blanchon, P., Escobar-Briones, E., Torres-Talamante, O., 2007a. Los cenotes de la península de Yucatán. *Artqueología Mexicana*. 32–35.
- Beddows, P.A., Smart, P.L., Whitaker, F.F., Smith, S.L., 2007. Decoupled fresh–saline groundwater circulation of a coastal carbonate aquifer: Spatial patterns of temperature and specific electrical conductivity. *Journal of Hydrology*. 346, 18-32. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.013>
- Beddows, P. A., Glover, J. B., Rissolo, D., Carter, A. M., Jaijel, R., Smith, D. M., Goodman-Tchernov, B. 2016. The Proyecto Costa Escondida: Recent interdisciplinary research in search of freshwater along the North Coast of Quintana Roo, Mexico. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*. 3(5), 749–761. <https://doi.org/10.1002/wat2.1161>
- Belperio, A.P., Murray-Wallace, C. V., Cann, J.H., 1995. The last interglacial shoreline in southern Australia: Morphostratigraphic variations in a temperate carbonate setting. *Quaternary International* 26, 7–19. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(94\)00041-3](https://doi.org/10.1016/1040-6182(94)00041-3)
- Berkeley, A., Rankey, E. 2012. Progradational Holocene carbonate tidal flats of Crooked Island, south-east Bahamas: An alternative to humid channeled belt model. *Sedimentology*. 59, 1902-1925.

- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebtrau, V., 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature*. 458 (7240), 881-884. <https://doi.org/10.1038/nature07933>
- Boardman, M.R., McCartney, R.F., Eaton, M.R., 1995. Bahamian paleosols: Origin, relation to paleoclimate, and stratigraphic significance. In: Curran, H.A., White, B. (Eds.), *Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda*. Geological Society of America. Volume 300, pp. 33–49.
- Bogli, A. 1980. *Karst hydrology and physical speleology*. Springer Berlin/Heidelberg/New York 284p.
- Bonet, F., Butterlin, J., 1959. Reconocimiento Geológico de la Península de Yucatán: Enciclopedia Yucateca. Gobierno del Estado de Yucatán, Mérida, Yucatán. Tomo X, pp. 9-28.
- Bottrell, S., Carew, J., Mylroie, J. E., 1993. Inorganic and bacteriogenic origins for sulfate crust in flank margin caves, San Salvador Island, Bahamas. In: Brian, W. (ed.), *Proceedings of the 6th Symposium on the Geology of The Bahamas*. Bahamian Field Station, San Salvador, Bahamas, pp. 17–21.
- Breithaupt, C.; Gulley, J. D.; Moore, P. J.; Fullmer, S. M.; Kerans, C.; Mejia, J. Z., 2021. Flank margin caves can connect to regionally extensive touching vug networks before burial: Implications for cave formation and fluid flow. *Earth Surface Processes and Landforms*.46 (8), 1458-1481.
- Breithaupt, C. I., Gulley, J. D., Bunge, E. M., Moore, P. J., Kerans, C., Fernandez-Ibañez, F., and Fullmer, S. M. 2021. A transient, perched aquifer model for banana hole formation: Evidence from Salvador Island, Bahamas. *Earth Surface Processes and Landforms*. [https://doi: 10.1002/esp.5276](https://doi.org/10.1002/esp.5276)
- Butterlin, J., Bonet, F., 1963. Las Formaciones Cenozoicas de la parte mexicana de la Península de Yucatán: México. Instituto de Geología. UNAM., 1–43.
- Cabadas-Báez, H., 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>
- Calderón_Gutiérrez, F., Sánchez-Ortíz, C., and Huato-Soberanis, L. 2018. Ecological patterns in anchialine caves. *PloS ONE* 13(11), e0202909 <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0202909>
- Calic, J. 2011. Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term. *Geomorphology*. 134,32-42.
- Camoin, G.F., Ebreu, P., Eisenhauer, A., Bard, E., Faure, G., 2001. A 300 000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 175, 325–341.

- Camoin, G.F., Webster, J.M., 2015. Coral reef response to Quaternary sea-level and environmental changes: State of the science. *Sedimentology*. 62, 401–428. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00378-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00378-9)
- Carew, J. L.; Mylroie, J. E., 1995. Depositional model and stratigraphy for the Quaternary geology of the Bahama Islands. In: Curran, H. A. & B. White (eds.), *Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda*. Geological Society of America Special Paper 300, pp. 5–34.
- Chen, J. H., Curran, H. A., White, B., Wasserburg, G. J., 1991. Precise chronology of the last interglacial period: ²³⁴U-²³⁰Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 82–97.
- Choquette, P. W., and Pray, L., C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. 54, 207-250.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*. 325(5941), 710-714. DOI: [10.1126/science.1172873](https://doi.org/10.1126/science.1172873)
- Cohen, K., M, Harper, D., A., T., Gibbard, P., L., and Fan, j., X. 2021. Tabla Cronoestratigráfica Internacional. IUGS.
- Courgeon, S., Jorry, S.J., Camoin, G.F., BouDagher-Fadel, M.K., Jouet, G., Révillon, S., Bachèlery, P., Pelleter, E., Borgomano, J., Poli, E., Droxler, A.W., 2016. Growth and demise of Cenozoic isolated carbonate platforms: New insights from the Mozambique Channel seamounts (SW Indian Ocean). *Marine Geology* 380, 90–105. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.07.006>
- Davies, P.J., 2011. Antecedent Platforms. In: Hopley, D. (Ed.), *Encyclopedia of Modern Coral Reefs*. Springer, Dordrecht. pp. 40-47. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_3
- Dreybrodt, W. 2000. Chemistry of speleogenetic processes setting en Speleogenesis Evolution of karst Aquifers. Eds Klimchouk, A., Ford, D., Palmer, A., and Dreybrodt, W. National Speleological Society, Inc, Huntsville, Alabama, USA. 514 pp.
- Dillon, W.P., Vedder, J.G., 1973. Structure and development of continental margin of British Honduras. *Geological Society of America Bulletin*. 84, 2713–2732.
- Droxler, A., Jorry, S.J., 2013. Deglacial Origin of Barrier Reefs Along Low-Latitude Mixed Siliciclastic and Carbonate Continental. *Annual Review of Marine Science*. 5, 165–190.
- Droxler, A., Jorry, S.J., 2021. The origin of Modern Atolls: Challenging Darwin’s Deeply Ingrained Theory. *Annual Review of Marine Science*. 13, 537–573.

- Dublyansky, Y., V. 2014. Hypogene Speleogenesis Discussion of Definitions en Hypogene Cave Morphologies, eds Klimchouck, A., Sasowsky, I. D., Mylroie, J., Engel, S., and Summer Engel, A. Karst Waters Institute, Inc. Leesburg, Virginia. Special Publication 18.
- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, Tulsa, Oklahoma, pp. 108–121.
- Eberhard, S. M., 2004. Ecology and Hydrology of a Threatened Groundwater-Dependent Ecosystem: The Jewel cave karst system in Western Australia. Perth.
- Edwards, R.L., Cutler, K.B., Cheng, H., Gallup, C.D. 2003. Geochemical evidence for Quaternary sea-level changes. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K. (Eds.) Treatise on Geochemistry. Elsevier Amsterdam, pp. 343-364.
- Embry, A., Klovan, J., 1971. A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geologist. 19(4), 730–781.
- Emery, K.O., Uchupi, E., 1972. Western North Atlantic Ocean: Topography, rocks, structure, water, life, sediment. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 17, Tulsa, Oklahoma, pp 147-159.
- Enos, P. 1977. Holocene sediment accumulations of the South Florida shelf margin. In: Enos, P., Perkins, R., D. (Eds), Quaternary sedimentation in South Florida, Geol. Soc. Am. Mem., 147,1-130.
- Enos, P, Samankassou, E. 2021. Florida Bay: Modern analogue for Lofercyclothem? Sedimentology. 1-28. <https://doi.org/10.1111/sed.12918>
- Espinasa-Pereña, R., 2007. El Karst de México. Mapa NA III 3, en Coll-Hurtado, A. (coord.), Nuevo Atlas Nacional de México: Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México
- Filipponi, M. 2009. Spatial analysis of karst conduit networks and determination of parameters controlling the speleogenesis along preferential lithostratigraphic horizons. Ph. D. Dissertation. Ecole Polytechnique Federale de Lausanne. Suiza. Pp. 305.
- Florea, L.J., Vacher, H.L., Donahue, B., Naar, D., 2007. Quaternary cave levels in peninsular Florida. Quaternary Science Reviews. 26(9-10), 1344-1361. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.011>
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks analysis, Interpretation and application. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 984 pp.
- Folk, R.L., 1969. Sand Cays of Alacran reef, Yucatan, México. Journal of Geology 75, 412–437.
- Ford, D., and Williams, P. 2007. Karst Hydrology and geomorphology. John Wiley & Sons Ltd. 562 pp.

- Fratesi, B. 2013. Hydrology and geochemistry of the freshwater lens in coastal karst en en Coastal Karst Landforms eds. Lace, M. and Mylroie, J. Coastal Research Library. Springer, Vol. 5 pp 59-75.
- Frausto-Martínez, O.; Zapi-Salazar, A.; Colin-Olivares, O., 2018. March 10: Identification of Karst Forms Using LiDAR Technology: Cozumel Island, Mexico. <https://www.intechopen.com/books/trends-in-geomatics-an-earth-science-perspective/identification-of-karst-forms-using-lidar-technology-cozumel-island-mexico>
- Fregoso-Servón, P., Pereira, A., Frausto, O., Bautista, F. 2015. Geodiversity of a tropical karst zone in South-East Mexico. *Environmental Earth Sciences*. 1, 609-618.
- Frontana-Uribe, S., Solís-Weiss, V., 2011. First Records of Polychaetous Annelids from Cenote Aerolito (Sinkhole and Anchialine Cave) in Cozumel Island. *Journal of Cave and Karst Studies*. 73(1), 1-10.
- Gabrovsek, F., and Dreybrodt, W. 2010. Karstification in unconfined limestone aquifer by mixing of phreatic water surface water from a local input: A model. *Journal of Hydrology*. 36, 130-141.
- Gingsburg, R., N., 1974. Introduction to comparative sedimentology of carbonates. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*. 58,159-169.
- Gines, A. 2009. Karrenfield landscape and karren landform, en Karst rock features karren sculpturing eds. Gines, A. Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. *Postojna-Ljubljana*. 564 p.
- Gischler, E., 2003. Holocene lagoonal development in the isolated carbonate platform off Belize. *Sedimentary Geology*. 159, 113-132.
- Gischler, E., 2007. Pleistocene facies of Belize barrier and atoll reefs. *Facies*. 53, 27-41. <https://doi.org/10.1007/s10347-006-0086-9>
- Gischler, E., 2020. Sediments of the almost-atoll Aitutaki, Cook Islands, South Pacific. *Sedimentary Geology*. 403, 105672. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105672>
- Gischler, E., Lomando, A.J., 1999. Recent Sedimentary facies of isolated carbonate platforms, Belize-Yucatan system, Central America. *Journal of Sedimentary Research*. 69(3), 747–763. <https://doi.org/10.2110/jsr.69.747>
- Gischler, E., Lomando, A. J., 2000. Isolated carbonate platform of Belize, Central America: sedimentary facies, late Quaternary history and controlling factors. In: Salaco, E., P. W. Skelton & T. J. Palmer (eds.), *Carbonate platforms systems: components and interactions*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, Vol. 178pp. 135–146.
- Gischler, E., Kuhn, G., 2018. Anatomy of the Holocene inundation of an isolated carbonate platform: Bermuda North Lagoon, western Atlantic. *The Depositional Record*. 4(2), 216-254.
- Gischler, E., Gingsburg, R.N., Herrle, J.O., Prasad, S., 2010. Mixed carbonates and siliciclastics in the Quaternary of southern Belize: Pleistocene turning points in reef development controlled

by sea-level change. *Sedimentology* 57(4), 1049-1068. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01133.x>

Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Stevanovic, Z., Veni, G. 2020. Global distribution of carbonate rocks and karst water resource. *Hydrology Journal*. 28,1661-1677.

Gómez-Pujol, Ll., and Fornos, J. 2010. Coastal karren features in temperate microtidal settings: spatial organization and temporal evolution. *Studia Universitatis, Babes-Bolyai, Geologia* 55(1), 37-44.

Grimes, K. G., 2006. Syngenetic Karst in Australia: a review. *Helictite*. 39, 27–38.

Grimes, K. G., 2009. Syngenetic Karst. Regolith mapping. Australia, 1-8.

Gulley, J. D., Florea, L., J., 2016. Caves as paleo-water table indicators in the unconfined Upper Floridan aquifer. *Florida Scientist*. 79, 239-256.

Gulley, J. D., Martin, J. B., Moore, P. J., Murphy, J. 2013. Formation of phreatic caves in an eogenetic karst aquifer by CO₂ enrichment at lower water tables and subsequent flooding by sea level rise. *Earth Surface Processes and Landforms.*, 38.

Gulley, J. D., Martin, J. B., Moore, P. J., Brown, A., Spellman, P. D., Ezell, J., 2015. Heterogeneous distribution of CO₂ may be more important for dissolution and karstification in coastal eogenetic limestone than mixing dissolution. *Earth Surface Processes and Landforms.*, 40, 1057–1071.

Gulley, J. D., B. Martin, J., Brown, A., 2016. Organic carbon inputs, common ions and degassing: rethinking mixing dissolution in coastal eogenetic carbonate aquifers. *Earth Surface Processes and Landforms.*, 41, 2098–2110.

Hallock, P., Glenn, E.C., 1986. Larger Foraminifera: A Tool for Paleoenvironmental Analysis of Cenozoic Carbonate Depositional Facies. *PALAIOS* 1, 55–64. <https://doi.org/10.2307/3514459>

Hanshaw, B., and Back, W. 1979. Major geochemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. *Journal of Hydrology* 432, 287-312.

Harmand, D., Adamson, K., Rixhon, G., Jaillet, S., Losson, B., Devos, A., Hez, G., Calvet, M., Audra, P. (2017). Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews*, 166. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.016>

Harris, J. G., Mylroie, J. E., Carew, J. L., 1995. Banana holes: Unique karst features of the Bahamas. *Carbonates and Evaporites.*, 10.

Harris, P., M., 2019. Lessons from a modern carbonate sandbody- A personal experience of comparative sedimentology. *The Depositional Record* 5, 438-450.

- Harris, P., M., Purkis, S., J., Ellis, J., Swart, P., K., Reijmer, J., J., 2015. Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. *Sedimentology* 62,566-589.
- Häuselmann, Ph., 2011. UIS Mapping Grades. *International Journal of Speleology.*, 40, IV–VI.
- Hearty, P., J., Hollin, J., T., Neumann, A., C., O’Leary, M., J., McCulloch, M., 2007. Global sea-level fluctuations during the last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews* 26, 2090-2112.
- Hertwitz, S., Muhs, D., R., Prospero, J., M., Mahan, S., Vaughn, B., 1996. Origin of Bermuda’s clay-rich Quaternary paleosols and their paleoclimatic significance. *Journal of Geophysical Research* 10(D18), 23,389-23,4000.
- Horwitz, M., and Roberts T. 2010. Geomorphic zoning and eogenetic karst on limestones within the supratidal environment: San Salvador, Bahamas. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia* 55(1), 17-27.
- Isaack, A., Gischler, E., 2017. The significance of sand aprons in Holocene atolls and carbonate platforms. *Carbonates and Evaporites* 32, 13-25. <https://doi.org/10.1007/s13146-015-0268-z>
- Jennings, J., N. 1968. Syngenetic Karst in Australia en Contribution to the Study of Karst eds. Williams, P. W., and Jennings, J., N. *Aust.Nat. Univ. Dept Geogr. Pub. G/5.*
- Jones, B., 2016. Cave-fills in Miocene-Pliocene strata on Cayman Brac, British West Indies: Implications for the geological evolution of an isolated island. *Sedimentary Geology* 341, 70–95. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.05.001>
- Jones, B., Desrochers, A., 1992. Shallow carbonate platforms. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models Response to Sea Level*. Geological Association of Canada, St. John’s, pp. 277–301.
- Jones, B., Hunter, I.G., 1990. Pleistocene paleogeography and sea levels on the Cayman Islands, British West Indies. *Coral Reefs* 9,81-91. <https://doi.org/10.1007/BF00368803>
- Jones, B., Hunter, I.G., 1994. Evolution of an Isolated Carbonate Bank during Oligocene, Miocene and Pliocene Times, Cayman Brac, British West Indies. *Facies* 30, 25–50.
- Jorry, S.J., Camoin, G.F., Jouet, G., Roy, P. le, Vella, C., Courgeon, S., Prat, S., Fontanier, C., Paumard, V., Boulle, J., Caline, B., Borgomano, J., 2016. Modern sediments and Pleistocene reefs from isolated carbonate platforms (Iles Eparses, SW Indian Ocean): A preliminary study. *Acta Oecologica* 72, 129-143. <https://doi.org/10.1016/j.actao.2015.10.014>
- Kaczmarek, S., E., Hick, M., K., Fullmer, S., M., Steffen, K. L., Bachtel, S., L., 2010. Mapping facies distribution on modern carbonate platforms through integration of multispectral Landsat data, statistics-based unsupervised classification, and surface sediment data. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 94, 1581-1606.

- Kambesis, P. N., Coke, J. G., 2013. Overview of the controls on eogenetic cave and Karst development in Quintana Roo, Mexico. en Coastal Karst Landforms eds. Lacey, M. and Mylroie, J. Coastal Research Library. Springer, Vol. 5 pp. 347–373.
- Kelley, K. N.; Mylroie, J. E.; Mylroie, J. R.; Moore, C.; Collins, L.; Ersek, L.; Lascu, I.; Roth, M.; Moore, P.; Passion, R.; Shaw, C., 2006. Eolianites and karst development in the Mayan Riviera, Mexico. In: Davis, R. L. & D. W. Gamble (eds.), Proceedings of the 12th Symposium on the Geology of the Bahamas and Other Carbonate Regions., pp. 88–99.
- Kench, P.S., McLean, R.F., Nichol, S.L., 2005. New model of reef island evolution: Maldives, Indian Ocean. *Geology* 33, 145–148. <https://doi.org/10.1130/G21066.1>
- Keppie, D., F., and Keppie, J., D. 2014. The Yucatan, a Laurentian or Gondwanan fragment? Geophysical and palinspastic constraints. *Int. J. Earth Sci.* 103,1501-1512.
- Kerans, C., Zahm, C., Bachtel, S.L., Hearty, P., Cheng, H., 2019. Anatomy of a late Quaternary carbonate island: Constraints on timing and magnitude of sea-level fluctuations, West Caicos, Turks and Caicos Islands, BWI. *Quaternary Science Reviews* 205, 193–223. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.010>
- Kindler, P., Hearty, P.J., 1996. Carbonate petrography as an indicator of climate and sea-level changes: new data from Bahamian Quaternary units. *Sedimentology* 43, 381–399.
- Kindler, P., Hearty, P.J., 2000. Elevated marine terraces from Eleuthera (Bahamas) and Bermuda: sedimentological, petrographic, and geochronological evidence for important deglaciation events during the middle Pleistocene. *Global and Planetary Change* 24, 41–58.
- Klimchouk, A. 2007. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. National Cave and Karst Research Institute, Special Paper No. 1, Carlsbad, New Mexico. pp. 106.
- Klimchouk, A. 2007. Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106, 100-117.
- Klimchouk, A. 2013. Hypogene speleogenesis. En *Treatise on Geomorphology*, Vol.6 Karst Geomorphology, ed. Frumkin, A. p. 220-240.
- Klimchouk, A. 2017. Types and settings of hypogene karst en *Hypogene karst Regions and caves of the world*, eds Klimchouk, A., Palmer, A., de Waele, J., Aules, A., and Audra, P. Springer, pp. 991
- Klimchouk, A, and Ford, D. 2000. Type of karst and evolution of hydrogeologic setting en *Speleogenesis Evolution of karst Aquifers*. Eds Klimchouk, A., Ford, D., Palmer, A., and Dreybrodt, W. National Speleological Society, Inc, Huntsville, Alabama, USA. 514 pp.
- Kranjc, A. 2013. Classification of closed depressions in carbonate karst En *Treatise on Geomorphology*, Vol.6 Karst Geomorphology, ed. Frumkin, pp. 104-110
- Labourdette, R., Lascu, I., Mylroie, J., Roth, M.. 2007. Process-like modeling of Flank-Margin caves: From Genesis to burial evolution. *Journal of Sedimentary Research.*, 77, 965–979.

- Lace, M. J. 2008. Coastal cave development in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research*. 24, 508-518.
- Larson, E.; Mylroie, J., 2018. Diffuse Versus Conduit Flow in Coastal Karst Aquifers: The Consequences of Island Area and Perimeter Relationships. *Geosciences.*, 8.
- Lauderdale, R.W., Ward, W.C., Weidie, A.E., 1979. Carrillo Puerto Formation of northeastern Quintana Roo, Mexico. *Gulf Coast, Association of Geological Societies Transactions* 29, 275–280.
- Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology (LCKT). 2002. Karst Water Institute. pp 221.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003, 1-17.
- Logan, B. W., 1969: Coral reefs and Banks, Yucatan shelf, Mexico (Yucatan reef unit). Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico. *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol* 11, pp. 129–198.
- López-Martínez, R., Gázquez, F., Calaforra, J., Audra, P., Bigot, J., Pi Puig, T., Alcántara-Hernández, R., Navarro, Á., Crochet, P., Corona Martínez, L., Daza Brunet, R. 2020. Bubble trail and folia in cenote Zapote, Mexico: petrographic evidence for abiotic precipitation driven by CO₂ degassing below the water table. *International Journal of Speleology*, 49(3), 173–186. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.49.3.2344>
- López-Ramos, E., 1983: Estudio Geológico de la Península de Yucatán. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.*, 25, 23–76.
- Lugo-Hubp, J.; Aceves-Quesada, J.; Espinasa-Pereña, R., 1992. Rasgos geomorfológicos mayores de la Península de Yucatán. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista.*, 10, 143–150.
- Ludwig, K.R., 2001. Isoplot 3.0 A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Special publication No. 4. Berkeley Geochronology Center Berkeley, California.
- Macintyre, I.G., Toscano, M.A., 2004. The Pleistocene limestone foundation below Twins Cays, Belize, Central America. *Atoll Research Bulletin* 511, 1–16. <https://doi.org/10.5479/si.00775630.511.1>
- Macintyre, I.G., Toscano, M.A., Bond, G.B., 2004. Modern sedimentary Environments, Twin Cays, Belize, Central America. *Atoll Research Bulletin* 509, 1–12.
- E. Marín, L., Steinich, B., Pacheco, J., A. Escolero, O. 2000. Hydrogeology of a contaminated sole-source karst aquifer, Mérida, Yucatán, Mexico. *Geofísica Internacional*, 39(4), 359–365. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2000.39.4.246>
- Mazzullo, S.J., 2006. Late Pliocene to Holocene platform evolution in northern Belize, and comparison with coeval deposits in southern Belize and the Bahamas. *Sedimentology* 53(5), 1015-1047.

- Mcllroy de la Rosa, J. 2012. Karst landform classification techniques. *Geomorphological Techniques*, Chap.3 en British Society for Geomorphology.
- Mejía-Ortíz, L. M., Yañez, G., López-Mejía, M., Zarza-González, E., 2007. Cenotes (anchialine caves) on Cozumel island, Quintana Roo, México. *Journal of Cave and Karst Studies.*, 69, 250–255.
- Mihevc, A. Gabrovsek, F., Knez, M., Kosel, P., Mulec, J., Otonicar, B., Petric, M., Pipan, T., Prevosek, M., Slabe, T., Sebel, S., and Zupan- Hajna, N. 2016. Karst in Slovenia. *Boletín Geológico Minero* 127, 79-97.
- Monroy-Ríos, E. 2020. Advancements in our Understanding of the Yucatan Platform: Sedimentary and Geochemistry, Speleogenesis; Chicxulub Ring of Cenotes, and Tectonic Stability. Ph. D. Dissertation. Northwestern University. pp.260.
- Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Thouveny, N., Frank, N., Sato, T., Sémah, A.-M., 2011. Revisiting the Quaternary development history of the western New Caledonian shelf system: From ramp to barrier reef. *Marine Geology* 280(1-4), 57-75. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.12.001>
- Montaggioni, L.F., Borgomano, J., Fournier, F., Granjeon, D., 2015. Quaternary atoll development: New insights from the two-dimensional stratigraphic forward modelling of Mururoa Island (Central Pacific Ocean). *Sedimentology* 62(2), 466-500.
- Mora P., L., Bonifaz, R., López-Martínez, R. 2016. Unidades geomorfológicas de la cuenca del Río Grande de Comitán, Lagos de Montebello, Chiapas-México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 68(3), 377–394. <https://doi.org/10.18268/BSGM2016v68n3a1>
- 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. <https://doi.org/10.1002/jqs.2613>
- Moseley, G.E., Richards, D.A., Smart, P.L., Standish, C.D., Hoffmann, D.L., ten Hove, H., Vinn, O., 2015. Early–middle Holocene relative sea-level oscillation events recorded in a submerged speleothem from the Yucatán Peninsula, Mexico. *The Holocene* 25(9), 1511-1521. <https://doi.org/10.1177/0959683615585832>
- Muckelbauer, G., 1990. The shelf of Cozumel, Mexico: Topography and organisms. *Facies* 23, 185-200.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Schumann, R.R., Halley, R.B., 2011. Sea-level history of the past two interglacial periods: new evidence from U-series dating of reef corals from south Florida. *Quaternary Science Reviews* 30(5-6), 570-590. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.019>
- Multer, H.G., Gischler, E., Lundberg, J., Simmons, K.R., Shinn, E.A., 2002. Key Largo Limestone revisited: Pleistocene shelf-edge facies, Florida Keys, USA. *Facies* 46, 229-271.

- Mylroie, J. E., 2008. Late Quaternary sea-level position: Evidence from Bahamian carbonate deposition and dissolution cycles. *Quaternary International*. 183, 61-75.
- Mylroie, J. E., 2013: Coastal karst development in carbonate rocks en Coastal Karst Landforms eds. Lace, M. and Mylroie, J. Coastal Research Library. Springer, Vol. 5pp. 77–109.
- Mylroie, J. E., Carew, J. L., 1990. The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms. *Earth Surface Processes and Landforms.*, 15, 413–424.
- Mylroie, J. E., Carew, J. L., 1995a: Geology and karst geomorphology of San Salvador Island, Bahamas. *Carbonates and Evaporites.*, 10, 193–206.
- Mylroie, J.E., Carew, J.L., 1995b. Karst development on carbonates islands. In: Budd, D.A., Saller, A.H., Harris, P.M. (Eds.), *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 63 pp.55-76.
- Mylroie, J.E., Carew, J.L., and Moore, A.I. 1995. Blue holes: Definitions and genesis. *Carbonates and Evaporites*. 10(2), 225-233.
- Mylroie, J. R.; Mylroie, J. E., 2007. Development of the carbonate island karst model. *Journal of Cave and Karst Studies.*, 69, 59–75.
- Mylroie, J., Mylroie, J., and Nelson, C. 2008. Flank margin cave development in telogenetic limestone of New Zealand. *Acta Carsologica*, 37(1), 15-40.
- Mylroie, J., Mylroie, J., 2017. Bahamian Flank Margin Caves as Hypogene Caves. In: Klimchouk, A., A. Palmer, J. de Waele, A. Auler & P. Audra (eds.), *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Cave and Karst Systems of the World. Springer International Publishing, pp. 757–758.
- Mylroie, J. E., Mylroie, J. R., 2019. The effect of facies variations of eogenetic carbonates in the development of flank margin caves. *The Geological Society of America*. abstract
- Mylroie, J. E., Chak Ho, H., Infante, L. R., Kambesis, P., Leist, J. W., 2016. Banana holes as syndepositional flank margin caves an advancing strandplain and their prediction using fuzzy-based spatial modeling. In: Glumac, B. & M. Savarese (eds.), *The 16th Symposium on the Geology of Bahamas and other Carbonates Regions*. Gerace Research Centre, San Salvador Bahamas, pp. 222–236.
- Mylroie, J., Lace, M., Albury, N., Mylroie, J., 2020. Flank Margin Caves and the Position of Mid-to Late Pleistocene Sea Level in the Bahamas. *Journal of Coastal Research.*, 36.
- National Institute of Statistics and Geography (INEGI), 2020a. Modelo digital de elevación de alta resolución Lidar 2008. Modelo digital de elevación de alta resolución Lidar 2008, Tipo TERRENO T. Available at <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825998578> (accessed 2 February 2021).

- National Institute of Statistics and Geography (INEGI), 2020b. Red Geodésica Nacional Activa. Available at https://www.inegi.org.mx/temas/geodesia_activa/ (accessed 2 February 2021).
- Olarinoye, T., Gleeson, T., Marx, V., Seeger, S., Adinehvand, R., Allocca, V., Andreo, B., Apaéstegui, J., Apolit, C., Arfib, B., Auler, A., Barberá, J. A., Batiot-Guilhe, C., Bechtel, T., Binet, S., Bittner, D., Blatnik, M., Bolger, T., Brunet, P., ... Hartmann, A. (2020). Global karst springs hydrograph dataset for research and management of the world's fastest-flowing groundwater. *Scientific Data*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0346-5>
- Otonicar, B., Buzjak, N., Mylroie, J., and Mylroie, J. 2010. Flank margin cave development in carbonate talus breccia facies: an example from Cres Island, Croatia. *Acta carsologica*, 39(1), 79-91.
- Otvos, E., G. 2000. Beach ridges definitions and significances. *Geomorphology* 32, 83-108.
- Palmer, A. N., 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1–25.
- Palmer, A. N. 2000. Hydrogeologic control of cave patterns en Speleogenesis Evolution of karst Aquifers. Eds Klimchouk, A., Ford, D., Palmer, A., and Dreybrodt, W. National Speleological Society, Inc, Huntsville, Alabama, USA. 514 pp.
- Palmer, A., N, 2007. *Cave Geology*. Cave books, pp. 454.
- Paperless Cave Surveying, 2017. DistoX2 Calibration Manual. Available at <https://paperless.bheeb.ch/>. (accessed 2 February 2021).
- Perkins, R., D. 1977. Depositional framework of Pleistocene rocks in South Florida. In: Enos, P., Perkins, R., D. (Eds), *Quaternary sedimentation in South Florida*, Geol. Soc. Am. Mem., 147, 131-198.
- Perry, E., Velazquez-Oliman, G., and Marin, L. 2002. The Hydrogeochemistry of the Karst Aquifer System of the Northern Yucatan Peninsula, Mexico. *International Geology Review*. 44, 191-221.
- Pindell, J. L., Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South American in a mantle reference frame: an update. In James KH, Lorente MA, Pindell JL (eds) *The origin and evolution of the Caribbean plate*. *GeolSoc Lond Spec Publ* 328:1–55.
- Prat, S., Jorry, S.J., Jouet, G., Camoin, G., Vella, C., le Roy, P., Caline, B., Boichard, R., Pastol, Y., 2016. Geomorphology and sedimentology of a modern isolated carbonate platform: The Glorieuses archipelago, SW Indian Ocean. *Marine Geology* 380, 272-283. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.04.009>
- Purdy, E.G., 1974a. Karst Determined Facies Patterns in British Honduras: Holocene Carbonate Sedimentation Model. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 58, 825–855.

- Purdy, E.G., 1974b. Reef configurations: Cause and effect. In: Laporte, L.F. (Ed.), *Reefs in Time and Space*. SEPM Special Publication 18, Tulsa, Oklahoma, pp. 9–76.
- Purdy, E.G., Gischler, E., 2003. The Belize margin revisited: 1. Holocene marine facies. *International Journal of Earth Sciences* 92, 532-551. <https://doi.org/10.1007/s00531-003-0324-0>
- Purkis, S., J., Harris, P., M. 2016. The extent and patterns of sediment filling of accommodation space on Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Research* 86, 294-310. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2016.24>
- QRSS, 2021. Quintana Roo Speleological Survey. Quintana Roo Speleological Survey.
- Rankey, E., Reeder, S., L. 2010. Controls on platform-scale patterns of surface sediments shallow Holocene platform, Bahamas. *Sedimentology* 57, 1545-1565.
- Robert, X., 2012. Expédition Yucatan 2012. In: Lips, B. & J. Lips (eds.), *Echoes des Vulcains.*, pp. 65–73.
- Rodríguez-Castillo, J.; Frausto-Martínez, O.; Colín-Olivares, O., 2021. Morfometría de depresiones kársticas a escala detallada: El Cedral, Cozumel-México. *Tropical and Subtropical Agroecosystems.*, 24, 1–14.
- Rosencrantz, E. 1990. Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*. 9(5),1037-1059.
- Roth, M. J., Mylroie, J.E., Mylroie, J.R, Ersek, V., Ersek, C.C., and Carew, J.L. 2006. Flank margin cave inventory of Bahamas, in Davis, R.L., and Gamble, D.W., eds., *Proceedings of the 12th Symposium on the Geology of Bahamas and Other Carbonate Regions*, San Salvador, Bahamas, Gerace Research Center. 153-161.
- Rouse, J., James, N., P., Kyser, T., K. 2019. Aeolianites reveal Pleistocene marine history of Bermuda. *Sedimentology* 66,1580-1599.
- Ruggieri, R.; de Waele, J., 2014. Lower- to Middle Pleistocene flank margin caves at Custonaci (Trapani, NW Sicily) and their relation with past sea levels. *Acta Carsologica.*, 43, 11–22.
- Sahli, H., Röllin, S., Putyrskaya, V., Klemt, E., Balsiger, B., Burger, M., Corcho Alvarado, J.A., 2017. A procedure for the sequential determination of radionuclides in soil and sediment samples. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 314, 2209-2218. <https://doi.org/10.1007/s10967-017-5621-3>
- Salgado-Garrido, H., E., Valera-Fernández, D., Trejo-Pelayo, S. Solleiro-Rebolledo, E., Barragán, R., Yáñez-Mendoza, G., Mejía-Ortíz, L., M., López-Martínez, R. 2022. The microfacies pattern of Cozumel Island in southeastern Mexico: An atoll-like model led by Quaternary glacioeustatic sea-level changes. *Journal of South American Earth Sciences*. 118, 103933 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103933>

- Schwarcz, H., Gascoyne, M., 1984. Uranium-Series Dating of Quaternary Deposits. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 7(C), 33-51.
- Schmitter-Sotto, J. J., Escobar-Briones, E., Alcocer, J., Suárez-Morales, E., Elías-Gutiérrez, M., Marín, L., 2002. Los cenotes de la Península de Yucatán. In: de la Lanza-Espino, G. & J. L. García-Calderón (eds.), *Lagos y presas de México*. AGT, México D.F., pp. 337–381.
- Schwabe, S.J., Carew, J.L., and Mylroie, J.E. 1993. The petrology of Bahamian Pleistocene eolianites and flank margin caves: Implications for Late Quaternary island development, in White, B. Ed. *Proceedings of the Sixth Symposium on the Geology of the Bahamas*. Porth Charlotte, Florida: Bahamian Field Station, 149-164.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2006. Carta Geológico-Minera Cozumel F16-11, Quintana Roo y Yucatán. Available at http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/119_F16-8_GM.pdf (accessed 2 February 2021).
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2011a. Formación Icaiché. *Léxico Estratigráfico de México*. Servicio Geológico Mexicano.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2011b. Formación Chichén Itzá. *Léxico Estratigráfico de México*. Servicio Geológico Mexicano.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2011c. Formación Carrillo Puerto. *Léxico Estratigráfico de México*. Servicio Geológico Mexicano.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2012. Formación Todos Santos. *Léxico Estratigráfico de México*. Servicio Geológico Mexicano.
- Smart, P. L., Dawans, J. M., and Whitaker, F. 1988. Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature* 335.811-813.
- Smart, P. L., Beddows, P. A., Doerr, S., Smith, L. S., Whitaker, F., 2002. Hydrochemical processes and cave development on the Caribbean Coast, Yucatan Peninsula, Mexico. In: Martin, J. B., C. M. Wicks & I. D. Sasowsky (eds.), *Hydrogeology and Biology of Post-Paleozoic Carbonate Aquifers*. Karst Waters Institute Special Publication 7, pp. 79–83.
- Smart, P. L., Beddows, P. A., Coke, J., Doerr, S., Smith, S., Whitaker, F. F., 2006. Cave development on the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. In: Harmon, R. & D. Wicks (eds.), *Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology, and Geochemistry - A Tribute Volume to Derek C. Ford and William B. White*. Geological Society of America Special Paper 404, pp. 105–128.
- Spaw, R. H., 1978. Late Pleistocene stratigraphy and geologic development of Cozumel Island, Quintana Roo, México. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 28, 601–620.
- Steidle, S., D., Warken, S., F., Schorndorf, N., Förstel, J., Schöder-Ritzrau, A., Moseley, G., Spötl, C., Aviles, J., Stinnesbeck, W., Frank, N., 2021. Reconstruction of Middle to Late Quaternary

sea level using submerged speleothem from the northeastern Yucatán Peninsula. *Journal of Quaternary Science* 36(7), 1190-1200.

Stafford, K.W., Mylroie, J.E., Taborosi, D., Jenson, J.W., and Mylroie, J.R. 2005. Karst development on Tinian, Commonwealth of the Northern Mariana Islands: Controls on dissolution in relation to the carbonate island karst model. *Journal of Cave and Karst Studies*. 67 (1), 14-27.

Stevanovic, Z. 2019. Karst waters in potable water supply: a global overview. *Environmental Earth Sciences*, 78, 662.

Stoessell, R.; Moore, Y. H.; Coke, J. G., 1993. The occurrence and effect of sulfate reduction and sulfide oxidation on coastal limestone dissolution in Yucatan cenotes. *Ground Water.*, 31, 566–575.

Szabo, B.J., Ward, W.C., Weidie, E., and Brady, M.J. 1978. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. *Geology*. 6, 713–715.

Tebbutt, G.E., 1975. Paleoecology and diagenesis of Pleistocene limestone on Ambergris Cay, Belize. In: Wantland, K.F., Pusey, W.C. (Eds.), *Belize Shelf – Carbonate Sediments, Clastic Sediments and Ecology*. American Association of Petroleum Geologist Studies in Geology, pp. 297–331.

Trejo-Pelayo, S. 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. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. pp. 113.

Uchupi, E., 1973. Eastern Yucatan continental margin and western Caribbean tectonics. *AM. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 1075–1095.

Vacher, H. L., 1988. Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses. *Geological Society of America Bulletin.*, 100, 580–591.

Vacher, H. L., 1997. Introduction: Varieties of carbonate islands and a historical perspective. In: Vacher, H. L. & T. M. Quinn (eds.), *Geology and Hydrogeology of carbonates islands. Developments in Sedimentology*, Vol. 54pp. 1–33.

Vacher, H.L., Hearty, P.J., Rowe, M.P., 1995. Stratigraphy of Bermuda: Nomenclature, concepts, and status of multiple systems of classification. In: Curran, H.A., White, B. (Eds.), *Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda*. Geological Society of America Special Paper 300, pp. 271-294.

Vacher, H. L.; Mylroie, J. E., 2002. Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium. *Carbonates and Evaporites.*, 17, 182–196.

Valera-Fernández, D., 2020. Reconstrucción de la historia Ambiental del Cuaternario en la costa de Quintana Roo, México, basada en carbonatos pedogenéticos Ph. D. thesis, Universidad Nacional Autónoma de México.

- Valera-Fernández, D., Cabadas-Báez, H., Solleiro-Rebolledo, E., Landa-Arreguín, F., Sedov, S., 2020a. Pedogenic carbonate crusts (calcretes) in karstic landscapes as archives for paleoenvironmental reconstructions: a case study from Yucatan Peninsula, Mexico. *Catena* 194, 104635. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104635>
- Valera-Fernández, D., Solleiro-Rebolledo, E., López-Martínez, R.A., Pi-Puig, T., Salgado-Garrido, H.E., Cabadaz-Báez, H., 2020b. Quaternary carbonates on the coast of Yucatan Peninsula and the island of Cozumel, México: Paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences* 102, 102670. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102670>
- van Hengstum, P. J.; Scott, D. B.; Gröcke, D. R.; Charette, M. A., 2011. Sea level controls sedimentation and environments in coastal caves and sinkholes. *Marine Geology.*, 286.
- van Hengstum, P. J.; Richards, D. A.; Onac, B. P.; Dorale, J. A., 2015. Coastal caves and sinkholes. *Handbook of Sea-Level Research*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Vecsei, A., 2000. Database on isolated low-latitude carbonate banks. *Facies* 43, 205–222.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21(1-3), 295-305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9)
- de Waele, J., Plan, L., Audra, P., 2009. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. *Geomorphology.*, 106
- de Waele, J., Mucedda, M., Montanaro, L., 2009. Morphology and origin of coastal karst landforms in Miocene and Quaternary carbonate rocks along the central-western coast of Sardinia (Italy). *Geomorphology*, 106(1–2). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.017>
- Waltham, T. Bell, F., and Culshaw, M. 2005. Sinkholes and subsidence Karst and cavernous rocks in engineering and construction. Springer Praxis Publishing Chichester, UK, pp. 405
- Ward, W.C., 1985. Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula. In: Ward, W.C., Weidi, A.E., Back, W. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula*. New Orleans Geological Society, pp. 23–95.
- Ward, W. C., 1997. Geology of coastal island northeastern Yucatan Peninsula perspective. In: Vacher, H. L. & T. M. Quinn (eds.), *Geology and Hydrogeology of carbonates islands*. *Developments in Sedimentology*, pp. 275–298.
- Ward, W. C.; Brady, M. J., 1979. Strandline sedimentation of carbonate grainstones, Yucatan Peninsula, Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 362–369.
- Ward, W., C., Keller, G., Stinnesbeck, W., and Adatte, T. 1995. Yucatán subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact. *Geology*. 23(10),873-876.

- Waterstrat, W.J., Mylroie, J.E., Owen, M.A., and Mylroie, J.R. Coastal caves in Bahamian eolian calcarenites: differentiating between sea caves and flank margin caves using quantitative morphology. *Journal of Caves and Karst Studies*. 72(2), 61-74.
- Webster, J.M., Davies, P.J., 2003. Coral variation in two deep drill cores: significance for the Pleistocene development of Great Barrier Reef. *Sedimentary Geology* 159, 61–80.
- Whitaker, F.F., and Smart, P.L. (1989). Control on the rate and distribution of carbonate bedrock dissolution in the Bahamas. *Hydrology*. 84, 333-343.
- White, W., B. 2002. Karst Hydrology, recent developments and open questions. *Engineering Geology* 65,85-105.
- Yamano, H., Kayanne, H., Chikamori, M., 2005. An overview of the nature and dynamics of reef islands. *Global Environmental Research* 9, 9–20.

Datos suplementarios. Listado de entradas de cuevas en la Isla de Cozumel.

| | Nombre de cueva | Latitud °N | Longitud °E | Tipo de cueva | Topografía existente | Referencia |
|-----------|-------------------------------|-------------------|--------------------|-----------------------|-----------------------------|--------------------------|
| 1 | Cenote del Aeropuerto | 2270512 | 507345.8 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 2 | Cueva San Gervasio 1 | 2267003 | 516153.5 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 3 | Cueva San Gervasio 2 | 2266980 | 516221.5 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 4 | Cueva San Gervasio 3 | 2266946 | 515720.7 | FMC | ND | Este trabajo |
| 5 | Cueva San Gervasio 4 | 2266711 | 516139 | FMC | ND | Este trabajo |
| 6 | Cueva San Gervasio 5 entrada | 2266494 | 516137.3 | FMC | ND | Este trabajo |
| 7 | Cueva Pelovino | 2265352 | 517430.2 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 8 | Cenote Oriental | 2265405 | 517779 | Cenote + FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 9 | Rancho San Miguel Cenote | 2268046 | 510571.2 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía Ortíz et al., 2007 |
| 10 | Rancho San Miguel 1 | 2267277 | 510571.6 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía Ortíz et al., 2007 |
| 11 | Cenote del Dr. Villanueva | 2267432 | 511874.9 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía Ortíz et al., 2007 |
| 12 | Cueva Eclipse | 2267159 | 510597 | ND | ND | Sprouse, 2020 |
| 13 | Cenote Bambu | 2266049 | 511875.9 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía Ortíz et al., 2007 |
| 14 | Universidad de Quintana Roo | 2265892 | 505648.3 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía Ortíz et al., 2007 |
| 15 | Cenote Chu-ha (San Francisco) | 2265738 | 504634.6 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía Ortíz et al., 2007 |
| 16 | Cenote Outflow | 2264710 | 502824.4 | Surgencia | ND | Sprouse, 2020 |

| | | | | | | |
|-----------|--|---------|----------|-----------------------|----|--------------------------|
| 17 | Aerolito | 2263079 | 502280.3 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 18 | Cenote Chico | 2260736 | 504407.3 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 19 | Cenote Grande | 2260138 | 504297.1 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 20 | Xkan-ha | 2262971 | 504780.2 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 21 | Cueva del Diablo/ Cueva dos potrillos | 2261415 | 501121.3 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 22 | Km 1 (QS) | 2260037 | 500902.3 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 23 | Roka Bomba (QS) | 2260158 | 501127 | Undeferenced cenote | Si | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 24 | Cilpa (QS) | 2260819 | 501159 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 25 | C1 | 2260044 | 500895.4 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 26 | S1 | 2259950 | 500363.9 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 27 | Cenote Sacbe | 2259387 | 500336 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 28 | Sifa/Cenote Tristeza | 2260263 | 501407.9 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 29 | No name | 2260296 | 501918.5 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía Ortiz et al., 2007 |
| 30 | Cueva Quebrada | 2255468 | 497936.3 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 31 | Cenote Cocodrilo | 2253902 | 497971 | Cenote indiferenciado | Si | Mejía-Ortiz et al., 2007 |
| 32 | San Andrés El Cedral | 2253595 | 499130.4 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía-Ortiz et al., 2007 |

| | | | | | | |
|-----------|-------------------------------|---------|----------|-----------------------|----|---|
| 33 | Rancho Juvencio El Cedral | 2250828 | 500145 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía-Ortiz et al., 2007 |
| 34 | C-1 Rancho el Chino El Cedral | 2248983 | 500579.9 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía-Ortiz et al., 2007 |
| 35 | C-2 Rancho el Chino El Cedral | 2246833 | 506814.5 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía-Ortiz et al., 2007 |
| 36 | C-3 Rancho el Chino El Cedral | 2250830 | 508117.5 | Cenote indiferenciado | ND | Mejía-Ortiz et al., 2007 |
| 37 | Cenote de la Vuelta | 2255306 | 500719 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 38 | Chen Chile | 2255119 | 500942 | ND | ND | Sprouse, 2020 |
| 39 | Cenote Bomba | 2254003 | 500004 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 40 | Cueva de los Murciélagos | 2253839 | 500374 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 41 | Cenote Chenchon | 2254098 | 503449.4 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020; Este trabajo |
| 42 | Cenote Chechen Ha | 2254101 | 503459.2 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 43 | Cenote Chempita/ Cheen Pita | 2251092 | 503168.9 | FMC + cenote | Si | Mejía-Ortiz et al., 2017; Sprouse, 2020 |
| 44 | Cueva Nohoch Hool | 2252065 | 503498.4 | FMC | Si | Este trabajo |
| 45 | Cueva Mariposa | 2253819 | 502831 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 46 | Cueva Ariadna | 2253819 | 502686 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 47 | Cueva San German | 2254660 | 501903 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 48 | Cueva San Gabriel | 2254670 | 501889 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 49 | Cueva Palma Secuestrada | 2252084 | 500421 | FMC | Si | Sprouse, 2020 |

| | | | | | | |
|-----------|-----------------------------------|---------|----------|-----------------------|----|-----------------------------|
| 50 | Cueva Palmar | 2252043 | 500406 | FMC | Si | Sprouse, 2020 |
| 51 | Cueva Ferchango/ CED 1 | 2251952 | 500406 | FMC | Si | Sprouse, 2020 |
| 52 | Cueva Escondida/ CED 3 | 2251566 | 500508 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 53 | Aktun Balam/ CED4 | 2251664 | 500848 | FMC | Si | Este trabajo |
| 54 | Cedral track | 2252480 | 500428.4 | FMC | ND | Este trabajo |
| 55 | Cueva Yaxché | 2244998 | 502279 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 56 | Cenote del Abrigo | 2244763 | 502918.8 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 57 | Cenote de la Cantera/ Jaime ha | 2244674 | 503000 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020; Este trabajo |
| 58 | Cenote Clara | 2246273 | 505170 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 59 | Cueva Ruinas | 2247238 | 506033 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 60 | Cueva de la llanta | 2247352 | 506262 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 61 | Cueva Magnolia | 2247343 | 506432 | FMC | Si | Sprouse, 2020 |
| 62 | Cueva Espinosa | 2247484 | 506509 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 63 | Cueva Gilberto | 2247600 | 506366 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 64 | Cueva Ramon | 2247630 | 506088 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 65 | Cueva Mosquito | 2247679 | 506118 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 66 | Cueva Buena Vista | 2247785 | 506381 | FMC | Si | Sprouse, 2020 |
| 67 | Cueva Polo | 2247795 | 506440 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 68 | Cueva Piramide | 2247817 | 506436 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 69 | Cueva del Cementerio | 2247785 | 506547 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |

| | | | | | | |
|-----------|----------------------------|---------|----------|-------------------------|----|---------------|
| 70 | Cueva Chac Mol | 2248118 | 506571 | FMC | ND | Sprouse, 2020 |
| 71 | Laguna Verde | 2250710 | 507885.6 | ND | ND | Sprouse, 2020 |
| 72 | Cenote Basurero | 2252820 | 507830.3 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 73 | Cenote Duda 1 | 2251800 | 510615.6 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 74 | Cenote Duda 2 | 2253258 | 511347 | Cenote indiferenciado | ND | Sprouse, 2020 |
| 75 | Cueva Andale 1 | 2251967 | 511630 | Tuberías de disolución? | ND | Sprouse, 2020 |
| 76 | Cueva Andale 2 | 2251989 | 511623 | Tuberías de disolución? | ND | Sprouse, 2020 |
| 77 | C 2m pit | 2252480 | 511914 | Tuberías de disolución? | ND | Sprouse, 2020 |
| 78 | C 2m pit dos | 2252636 | 511869 | Tuberías de disolución? | ND | Sprouse, 2020 |
| 79 | C 2 m pit to crawl | 2252654 | 511947 | Tuberías de disolución? | ND | Sprouse, 2020 |
| 80 | C Crawlway | 2252661 | 511968 | Tuberías de disolución? | ND | Sprouse, 2020 |
| 81 | C Crawlway dos | 2252654 | 511980 | Tuberías de disolución? | ND | Sprouse, 2020 |
| 82 | C. 1.5m pit | 2252641 | 512014 | Tuberías de disolución? | ND | Sprouse, 2020 |
| 83 | Cantera Transversal | 2260522 | 514585.9 | FMC | Si | Este trabajo |
| 84 | Murciélagos BH | 2260396 | 514808.4 | FMC | Si | Este trabajo |
| 85 | Antigua cueva marina, Payo | 2244749 | 502944.2 | Cueva de erosión | ND | Este trabajo |
| 86 | Tafoni Coconuts | 2254338 | 513355 | Cueva de erosión | ND | Este trabajo |