



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Reconstrucción de Masas de Agua Superficiales al oriente del Golfo de México durante el
Pleistoceno Tardío

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
Maestra en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Lic. en C. T. Abril Amezcua Montiel

TUTOR:

Dra. Elsa Arellano Torres
Facultad de Ciencias, UNAM

COMITÉ TUTOR:

Dra. Margarita Ema Caballero Miranda
Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Erik Coria Monter
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

Ciudad Universitaria, CD. MX., Noviembre, 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, 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, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales

Universidad Nacional Autónoma de México
Instituto de Geología
Abril Amezcua Montiel
413017347

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme una educación pública, laica y gratuita que desde hace una década me ha formado no sólo académicamente, sino también como una persona crítica y responsable socialmente. Al Posgrado de Ciencias de la Tierra por darme la oportunidad de estudiar una maestría de calidad que sin su enfoque multidisciplinario, esta tesis no hubiera podido germinar. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, que sin su apoyo económico, no hubiera tenido la posibilidad de enfocarme y profundizar en esta investigación. Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica por financiar el proyecto IN118220 titulado “Variabilidad climática natural del Cuaternario tardío a partir de reconstrucciones de temperatura y salinidad superficial en el golfo de México” de la cual este estudio se vio beneficiado.

Agradezco a todos mis profesores que se esforzaron en dar clases increíbles y actualizadas aún con las dificultades de la entonces nueva modalidad en línea, todo el conocimiento que adquirí no ha sido desperdiciado. Particularmente, quisiera reconocer al Dr. Priyadarsy Dejabyoti Roy, por enseñarme las piezas claves de los indicadores paleoclimáticos de la forma más clara e interesante, fue un placer asistir a sus clases. A mis compañeros, futuros maestros y amigos Natalia Ovalle Romero y Manuel Zepeda Piron, que hicieron las clases más divertidas. Así mismo, quisiera mencionar a María Luisa Reyes Ochoa, la Dra. María Colín García y a Araceli Chamán que continuamente nos avisaron de forma oportuna los procesos de la maestría y siempre respondieron mis dudas amablemente, los tramites fueron más sencillos gracias a ustedes.

Agradezco a mis sinodales por su compromiso porque entregara una tesis de calidad. A la Dra. Margarita Ema Caballero Miranda y al Dr. Erik Coria Monter que estuvieron desde el inicio y que continuamente me recomendaban mis objetivos. A la Dra. María del Socorro Lozano García porque sus correcciones fueron claves en el marco cronológico. A la Dra. Montserrat Alonso García, sus detallados comentarios hicieron más robusta esta tesis. Por último, quisiera agregar al Dr. David Alberto Salas de León, aunque no es parte oficial de la plantilla de sinodales, sí que ha sido una pieza clave al relacionar mis resultados con la oceanografía.

En especial, agradezco a mí tutora la Dra. Elsa Arellano Torres. Sin la creación de un laboratorio en su propia casa, esta investigación no hubiera sido una opción. Le adjudico que la paleoceanografía se haya convertido en uno de mis más grandes intereses y que ahora defendiendo a los foraminíferos planctónicos como increíbles bioindicadores. Agradezco que siempre me diera estructura y dirección durante todo el proyecto y que nunca me negó tiempo para discutir o resolverme una duda. Las revisiones de mi tesis siempre fueron trascendentes y sin su guía no estaría tan orgullosa del resultado final. Ha sido una larga travesía, a veces puedo ser testaruda, gracias por tus continuos ánimos y paciencia.

*A mis padres,
a mi novio Toño,
y a mis amigos Jazmín y Memo,
por el gran amor y apoyo que siempre me han dado.*

Resumen

El Golfo de México (GM) es un sitio clave en el estado del tiempo y el clima de América Central, México, Estados Unidos de América y el mar Caribe. Además es una fuente importante de calor, humedad y nutrientes del Atlántico Norte y por lo tanto, es una pieza fundamental del clima y oceanografía del hemisferio norte. Además, alberga una alta biodiversidad y provee de servicios ecosistémicos a las comunidades circundantes. Por su interés regional y climático, esta investigación tiene como objetivo reconstruir las masas de agua superficiales del GM, empleando foraminíferos planctónicos como bioindicadores a escala glacial-interglacial.

En este trabajo se usó el registro sedimentario EN032-18PC colectado con un nucleador de pistón al oriente del GM, a una profundidad de 2030 m, justo bajo la influencia de la corriente Lazo. La cronología del núcleo se estableció a partir de la bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos y de la curva de isotopía estable de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$), obteniendo una edad de núcleo entre 320 - 68 ka y abarcando los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) 9 – 4. Para realizar la reconstrucción de las masas de agua, primero se delimitaron las asociaciones de foraminíferos planctónicos con ayuda de un análisis multivariado de factores (modo Q). La matriz de datos comprendió la frecuencia relativa de las especies mayores (15 especies o casos) distribuidas a lo largo del núcleo (137 muestras). En total se encontraron cuatro factores que en conjunto explican el 93 % de la varianza.

El primer factor (varianza 78.7 %) se distribuye en la mayor parte del núcleo, está caracterizado por la asociación *Globigerinoides ruber* y *Globorotalia menardii* que representa las condiciones frías del GM. El segundo factor (varianza 7.7 %) se encuentra principalmente en los interglaciares, está caracterizado por *G. ruber*, *G. menardii* y *Globoconella inflata*, y nos da información sobre los momentos de calentamiento abrupto. El tercer factor (varianza 3.8 %), caracterizado por *Orbulina universa*, *Neogloboquadrina dutertrei* y *G. menardii*, representa las transiciones glacial-interglacial. Por último, el cuarto factor (varianza 3.0 %), representado por *Trilobatus sacculifer* y *Trilobatus quadrilobatus*, sugiere periodos donde la corriente de Lazo estaba intensa en la mayor parte del año durante periodos interglaciales.

Hacia intervalos más recientes del registro, hay una tendencia general de disminución de las especies *Globorotalia truncatulinoides* y *T. sacculifer*, además del aumento de *Globorotalia crassaformis* que sugieren una reducción progresiva de la intensidad de la corriente de Lazo y transición a periodos fríos, que son consistentes con estudios previos en el área. También, se reconoció diferencias entre los periodos glaciales e interglaciales. Mientras los periodos glaciales tienden a tener una configuración homogénea, los interglaciales tienen varias sucesiones de masas de aguas superficiales. Sugerimos que estos cambios pueden ser producto de la migración de la Zona de Convergencia Intertropical ligada a factores astronómicos.

Índice general

1. Introducción	3
1.1. Planteamiento del problema	3
1.2. Justificación académica	4
1.3. Hipótesis	5
1.4. Objetivos generales y particulares	5
1.5. Marco teórico	5
1.5.1. Foraminíferos planctónicos	5
1.5.2. Bioestratigrafía	9
1.5.3. Isotopía estable de oxígeno	10
1.6. Área de estudio	12
1.6.1. Contexto geológico	13
1.6.2. Contexto climático	14
1.6.3. Contexto oceanográfico	14
2. Materiales y métodos	21
2.1. Núcleo de sedimento marino	21
2.2. Análisis micropaleontológico	21
2.3. Marco cronológico	23
2.3.1. Bioestratigrafía	23
2.3.2. Curva de $\delta^{18}\text{O}$	26
2.4. Análisis de factores	27
3. Resultados	29
3.1. Núcleo de sedimento	29
3.2. Fauna de foraminíferos planctónicos	29
3.3. Bioestratigrafía	33
3.4. Curva de $\delta^{18}\text{O}$	35
3.5. Análisis por Factores	39

4. Discusión	41
4.1. Cronobioestratigrafía	41
4.2. Señal geoquímica de la curva de $\delta^{18}\text{O}$	42
4.3. Condiciones ambientales de las masas de agua superficiales	44
4.3.1. Factor 1. Escenario de condiciones frías	44
4.3.2. Factor 2. Escenario de calentamiento rápido	47
4.3.3. Factor 3. Escenario de transición entre condiciones frías y cálidas	48
4.3.4. Factor 4. Escenario de condiciones cálidas persistentes	48
4.4. Evolución paleoceanográfica del Golfo de México	50
5. Conclusiones	57
Bibliografía	59

Índice de figuras

1.1. Distribución de especies de foraminíferos planctónicos según la temperatura en el océano Atlántico (Kucera et al. 2005). La proporción de las especies mayores según su respectiva provincia se presentan en barras de colores. Obtenido de (Schiebel & Hemleben, 2017).	7
1.2. Provincias de foraminíferos planctónicos según datos de muestras de sedimento (Hemleben et al. 1989). Las provincias latitudinales son: polar (p), subpolar (subp), transicional (trans), subtropical (s) y tropical (tr). Una sexta provincia es caracterizada por surgencias (u). Obtenido de (Schiebel & Hemleben, 2017).	8
1.3. Cronología basada en el $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos de Lisiecki & Raymo (2005) desde hace 350 a 0 ka. Se marcan los estadios isotópicos marinos y sus subestadios (Railsback et al., 2015).	12
1.4. Mapa batimétrico de la región del Golfo de México. Los datos de batimetría se obtuvieron del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2015) y el modelo digital de batimetría se desarrolló utilizando el software ArcGis Pro 2.2.	13
1.5. Características físicas del Golfo de México en verano correspondiente al promedio de los meses junio a agosto del 2012 (a, c, e) e invierno correspondiente al promedio de los meses enero y febrero del 2012 (b,d,f). En los paneles (a y b) Los vectores simbolizan estrés mensual del viento (N/m^2 , SSMI GSSTFM v3) y las áreas sombreadas representan concentración clorofila- <i>a</i> mensual (mg/m^3 , MODIS Aqua MODISA L3m CHL v2018). (c y d) Se representa la temperatura promedio mensual de la superficie del mar ($^{\circ}\text{C}$, MODIS Aqua MODISA L3m SST Monthly 9km vR2019.0). (e y f) Representan la salinidad promedio mensual de la superficie del mar (UPS, AQUARIUS L3 SSS RAINCORRECTED CAP MONTHLY V5).	15
1.6. Esquema de la circulación superficial actual en la región del Golfo de México. La corriente de Lazo tiene dos formas: extendida en verano (línea sólida) y retraída en invierno (línea punteada). Los datos cartográficos se obtuvieron del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2021) y se desarrolló el mapa en los software Arc Gis Pro 2.2 e Inkscape 1.2.	16

2.1.	Ubicación del núcleo EN032-18PC (▲). Lat. 23.30°, Long. -86.59°, recuperado a 2030 m de profundidad y con 725 cm de longitud. Los datos de batimetría se obtuvieron del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2015) y el modelo digital de batimetría se desarrolló utilizando el software ArcGis Pro 2.2.	22
2.2.	Ubicación de los núcleos sedimentarios utilizados para marcar las zonas de foraminíferos planctónicos en el Golfo de México y mar Caribe de los estudios de Ericson & Wollin (1956), Kennett & Huddlestun (1972) y Martin et al. (1993). A la derecha se muestra una representación idealizada, elaborada por Martin et al. (1993), de las zonas (U a Z) junto con sus correspondientes frecuencias relativas del complejo <i>Globorotalia menardii</i> y la especie <i>Globoconella inflata</i> . Los datos cartográficos se obtuvieron del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2021) y se desarrolló el mapa con los software Arc Gis Pro 2.2 e Inkscape 1.2.	24
3.1.	(a) Proporción de sedimento con tamaño mayor y menor a 0,62 µm. (b) Individuos adulto de foraminíferos planctónicos por gramos de muestra. (c) Índice de equitatividad de Shannon - Wiener.	30
3.2.	Frecuencia relativa (%) de las principales especies de foraminíferos planctónicos (>1%) en función de la profundidad.	32
3.3.	Abundancia relativa de las especies bioestratigráficas: <i>Globigerinoides ruber</i> , <i>Globorotalia menardii</i> (complejo), <i>Pulleniatina obliquiloculata</i> , <i>Globoconella inflata</i> , <i>Globorotalia crassaformis</i> y <i>Globorotalia truncatulinoides</i> (Dextral). La línea roja representa la línea de tendencia de cada especie con su respectiva pendiente (m).	34
3.4.	Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ de los registros LR04 de Lisiecki & Raymo (2005) y los núcleos ODP 999A (Martinez et al., 2007), MD02-2575 (Nürnberg et al., 2008) y EN032-18PC. Las franjas marcan los estadios isotópicos marinos.	36
3.5.	Estimación de las cargas de los factores que proveen en resumen la variabilidad de las especies de foraminíferos planctónicos en el núcleo. La línea punteada divide las cargas máximas (>0.5) de las mínimas (<0.5).	38
4.1.	Cronobioestratigrafía del núcleo en consideración de la curva de $\delta^{18}\text{O}$ y la frecuencia relativa (%) de las especies bioestratigráficas: <i>Globoconella inflata</i> y el complejo <i>Globorotalia menardii</i> . En acoplamiento a los núcleos 999A (Martinez et al., 2007) a la izquierda y 625B (Martin et al., 1993) a la derecha. Los estadios isotópicos marinos (MIS) están marcados de color oscuro aquellos que corresponden con los glaciales y de color claro a los interglaciales. La barra oscura muestras las zonas (Y, X, W, V1 y V2) y a su lado están marcados los puntos de anclaje utilizados en el marco cronológico.	43

4.2. Marco cronológico del núcleo EN032-18PC con $R^2 = 0,996$. Los puntos corresponden a los puntos de anclaje, la línea sólida roja a la regresión lineal y las líneas punteadas al intervalo de confianza.	44
4.3. Frecuencia relativa (%) de las principales especies de foraminíferos planctónicos (>1 %) en función de la edad. Las sombras corresponden con los estadios isotópicos marinos. . .	45
4.4. Distribución de las cargas de los factores. Las sombras corresponden con los estadios isotópicos marinos y la línea punteada divide las cargas máximas (>0.5) de las mínimas (<0.5).	46
4.5. Comparación de la distribución de cargas del Factor 4 (línea sólida verde) con la oblicuidad (línea punteada negra) de la eclíptica, la Insolación de verano (línea sólida roja), la Insolación de invierno (línea sólida negra) y la abundancia relativa de las especies <i>Globigerinoides ruber</i> (línea sólida negra).	49
4.6. Tendencia general de las especies <i>Globorotalia truncatulinoides</i> (Dextral), <i>Trilobatus sacculifer</i> y <i>Globorotalia crassaformis</i> con su respectiva pendiente (m); y distribución de la carga dominante por muestra: Factor 1 (azul), Factor 2 (rojo), Factor 3 (verde) y Factor 4 (naranja). Las sombras corresponden con los estadios isotópicos marinos.	51
4.7. Esquema idealizado de los cuatro escenarios ambientales basados en cuatro condiciones paleoceanográficas: (1) la extensión de a corriente de Lazo (CL, flecha negra), (2) el transporte del Agua Superficial del Caribe (CSW, flecha roja), y (3) la temperatura del Agua Común del Golfo (GCW). A, el escenario frío se caracteriza por las menores temperaturas de GCW, una CL débil y la menor entrada de CSW. B, el escenario de calentamiento rápido es el caso contrario al anterior y se diferencia del D por tener mayor estacionalidad. C, el escenario transicional destaca por tener condiciones intermedias entre el Escenario frío y el Escenario de calentamiento rápido. Por último, D, el escenario de calentamiento persistente, se distingue del calentamiento rápido con ligeramente menores temperaturas de GCW y persistencia de una CL extendida en todo el año (es decir, con menor diferencias estacionales).	54

Índice de tablas

1.1. Propiedades físicas de las masas de agua superficiales y sub-superficiales en el Golfo de México. Recuperado de Portela et al. (2018).	18
1.2. Clasificación de las masas de agua superficiales del Golfo de México según Cervantes-Díaz et al. (2022) a partir de sus propiedades físicas y químicos: temperatura potencial, salinidad, profundidad media, oxígeno disuelto (OD), utilización aparente de oxígeno (AOU), nitrato e intervalo de variabilidad del carbono inorgánico disuelto (DIC).	18
3.1. Lista de especies identificadas en el núcleo junto con el promedio (%prom), el mínimo (%min), el máximo (%max) y desviación estándar (std) de su frecuencia relativa.	31
3.2. Análisis Multivariado de Factores (F1, F2, F3 y F4 corresponden a los Factores 1, 2, 3 y 4 respectivamente).	37
4.1. Estimación de la edad y tasas de sedimentación del núcleo EN032-18PC a partir de la correlación con el núcleo ODP 999A. (Martinez et al., 2007).	42

Capítulo 1

Introducción

1.1. Planteamiento del problema

En la actualidad el ser humano ha modificado las tendencias naturales del clima, y es por ello que se busca comprender y pronosticar los efectos que habrá en un futuro. Sin embargo, aún no tenemos completamente desentrañado cómo varían naturalmente sus componentes; siendo esencial conocerlos porque seguirán afectando junto con el forzamiento antropogénico (Bradley et al., 2003). Uno de los componentes más importante para comprender el clima son las masas de agua superficiales. El transporte de las masas de agua superficiales altera la estructura del interior del océano, su variabilidad y el clima regional (Liu & Philander, 2001). Así mismo, también pueden influenciar las capas profundas del océano, las cuales se convierten en parte esencial de la circulación termohalina (Lazier et al., 2001).

El estudio de las variaciones de las masas de agua superficiales en el Golfo de México a diferentes escalas es de interés global. Además de ser un sitio clave para realizar pronósticos climáticos ya que su ubicación interviene en la transferencia de agua y calor del trópico al Atlántico Norte, es parte de la circulación de vuelco meridional del Atlántico (AMOC por sus siglas en inglés, o *Atlantic Meridional Overturning Circulation*), la cual se considerada el motor de la circulación termohalina y un elemento fundamental del tiempo meteorológico de México (Bryden & Imawaki, 2001; Johns et al., 2002). Más aún, provee servicios esenciales para el soporte humano y las comunidades biológicas (Badan et al., 2005; Gordon, 1967; Miloslavich et al., 2010).

Varios trabajos han reconstruido la paleoceanografía en el Golfo de México a diferentes intervalos de tiempo. La mayoría de ellos se centran en eventos de los Estadios Isotópicos Marinos (MIS, por sus siglas en inglés, o *Marine Isotope Stages*) 1 al 2: durante el Holoceno (Brown et al., 1999; Poore et al., 2003, 2011), la terminación del último glacial (Flower & Kennett, 1990), el Último Máximo Glacial (Lynch-Stieglitz et al., 1999), o varios ciclos glacial-interglacial (Arellano-Torres & Machain-Castillo, 2017). Sólo unos pocos han estudiado MIS más antiguos (Kennett & Huddlestone, 1972; Brunner, 1982). De estos trabajos, ninguno ha estudiado periodos a partir del MIS 6 y la mayoría se centran en el occidente

del Golfo de México. Particularmente, la entrada de las masas de agua superficiales desde el mar Caribe al Golfo de México, así como su interacción de la corriente de Lazo también ha sido poco reconstruida (Brunner, 1984; Nürnberg et al., 2008; Thirumalai et al., 2021).

Entre las técnicas de reconstrucción paleoceanográficas que se han empleado en el Golfo de México, los foraminíferos planctónicos como bioindicadores ha tenido resultados exitosos. A partir de esta técnica, se han caracterizado corrientes, surgencias y gradientes térmicos, entre otros procesos oceánicos superficiales (ej. Malmgren & Kennett, 1976; Crowley, 1981; Brunner, 1982; Dowsett & Poore, 1990; Flower & Kennett, 1990; Martinez et al., 2007; Arellano-Torres & Machain-Castillo, 2017). Los estudios han encontrado que la respuesta de los organismos a cambios de temperatura, salinidad, disponibilidad de alimento y estacionalidad se refleja en el registro fósil. También se han distinguido principalmente a *Globorotalia menardii* como la especie sensible a aguas cálidas y a *Globoconella inflata* sensible a aguas frías. En el caso del mar Caribe, Martinez et al. (2007) encontraron que después de 480 ka en adelante, el intervalo de temperatura superficial del mar es más grande, una termoclina más profunda y la disminución constante de *Globorotalia truncatulinoides* al Holoceno.

1.2. Justificación académica

Las masas de agua superficiales del Golfo de México, están fuertemente influenciadas por la entrada de agua desde el canal de Yucatán y por el sistema de la corriente de Lazo (Portela et al., 2018). En la actualidad, la corriente Lazo esta determinada por los patrones de vientos y la posición estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) (Monreal-Gómez & Salas-de León, 1997). Sabemos que ha habido cambios en la circulación superficial del golfo en el pasado. Por ejemplo, los patrones heterogéneos de temperatura superficial del mar durante el Holoceno a escala milenaria se creen ser producto de una corriente de Lazo retraída que influencia una menor penetración de los giros anticiclónicos durante los periodos fríos y el caso contrario en los periodos cálidos (Thirumalai et al., 2021). También, a partir de un núcleo de sedimento al norte del Golfo de México y en comparación con un núcleo situado en el mar Caribe para los últimos 400 ka, encontraron variaciones en la descarga del río Misisipí, la cuales se le atribuyen a las modificaciones en la entrada de la corriente de Lazo durante periodos glacial-interglacial, similar al caso anterior (Nürnberg et al., 2008). Sin embargo, no se ha estudiado a detalle la entrada de la corriente de Lazo y su impacto en las masas de agua superficiales cerca del canal de Yucatán en MIS antes del 2, lo cual es crucial para comprender la variabilidad natural del Golfo de México y su repercusión en el clima regional.

1.3. Hipótesis

- La comunidad de foraminíferos planctónicos serán lo suficientemente sensibles para determinar cambios en las masas de agua y circulación superficial del Golfo de México, a partir de identificar asociaciones de especies indicadoras de variabilidad a escala glacial e interglacial.
- Los cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos nos ayudarán a vislumbrar al menos dos escenarios paleoceanográficos para el Golfo de México, durante el Pleistoceno Tardío: (1) uno durante periodos fríos en que la entrada del Agua Superficial del Caribe fue menor, el Agua Común del Golfo tuvo menor temperatura y la corriente de Lazo presentó menor extensión, (2) otro con las condiciones contrarias al anterior.

1.4. Objetivos generales y particulares

Este trabajo tiene como objetivo principal realizar un estudio paleoceanográfico al oriente del Golfo de México para reconstruir masas de agua superficiales durante el Pleistoceno Tardío, empleando asociaciones de foraminíferos planctónicos. Nuestros objetivos particulares son:

- Desarrollar un marco cronológico a partir de la bioestratigrafía y la curva isotópica de oxígeno para el núcleo EN032-18PC.
- Identificar y cuantificar la distribución de las especies de foraminíferos planctónicos en el núcleo.
- Analizar las asociaciones de las especies de foraminíferos planctónicos con un análisis multivariado por factores y a partir de establecer sus relaciones ecológicas, reconstruir las masas de agua superficiales.

1.5. Marco teórico

1.5.1. Foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos son organismos marinos protistas ameboides y eucariontes unicelulares, recientemente clasificados como parte del infrareino Rhizaria (Holbourn et al., 2013). Se caracterizan principalmente por (1) una testa que contiene la mayor parte de la célula (2) un ciclo reproductivo único con alternancia de una generación haploide uninucleada y una generación diploide que puede ser multinucleada, y (3) la presencia de rizópodos (Holbourn et al., 2013). Usualmente la célula secreta su testa compuesta de carbonatos, pero también existen foraminíferos que la forman agregando y cementando partículas sedimentarias.

CLASIFICACIÓN

Reino: Chromista
Subreino: Harosa
Infrareino: Rhizaria
Filo: Foraminifera
Clase: Globothalamea
Subclase: Rotaliana
Orden: Rotaliida
Suborden: Globigerinina
Superfamilia: Globigerinoidea

Los foraminíferos aparecieron en el registro fósil durante el Cámbrico con modos de vida bénticos y en el transcurso del Jurásico Temprano se diversificaron en sus formas planctónicas. Estos organismos se identifican por tener testas que están hechas de cámaras relativamente globulares, las cuales les proporcionan flotabilidad para poder vivir libremente en las aguas superficiales de los océanos del mundo ([BouDagher-Fadel, 2012](#)). Actualmente son de suma importancia para el ciclo del carbono porque al ser uno de los principales protistas calcificantes, contribuyen con casi el 25% de la producción actual de carbonato en los océanos ([Langer, 2008](#)).

Biología

La mayoría de los foraminíferos planctónicos son omnívoros y consumen una gran variedad de presas fitoplanctónicas y zooplanctónicas. Se ha notado que las especies espinosas prefieren capturar presas, incluyendo copépodos, pterópodos y ostrácodos ([Spindler et al., 1984](#)). Además, se ha reportado canibalismo ([Hemleben et al., 1989](#)). Por otro lado, las especies no espinosas son en su mayoría hervivoras y consumen presas como diatomeas, dinoflagelados y algas eucariotas ([Anderson et al., 1979](#)). Otro rasgo importante es que se ha reportado una gran variedad de asociación con simbioses. Esto sugiere que los simbioses en los foraminíferos planctónicos, especialmente aquellos con espinas, tienen una profunda importancia en la fisiología del organismo, por ejemplo, algunas de las sustancias que se intercambian entre el simbiote y el anfitrión son componentes de oxígeno, carbono y nitrógeno ([Bé & Hamlin, 1967](#); [Bé, 1982](#); [Spero, 1987](#)). También, algunas especies sin espinas albergan facultativamente simbioses que son capaces de realizar la fotosíntesis y luego ser digeridas ([Schiebel & Hemleben, 2017](#)).

Distribución

Los foraminíferos planctónicos se encuentran en todos los océanos del mundo. Actualmente se les ha dividido en cinco provincias principales a escala global: tropical, subtropical, transicional, subpolar y polar (Figs. [1.1](#) y [1.2](#)). Estas provincias siguen a grandes rasgos patrones de temperatura, salinidad,

radiación (por las especies con simbios), turbidez del agua y la abundancia de alimento según cada especie de foraminífero planctónico (Schiebel & Hemleben, 2017). Existe una sexta provincia que marca las regiones con grandes surgencias y se basa en su condición eutrófica y la abundancia de presas.

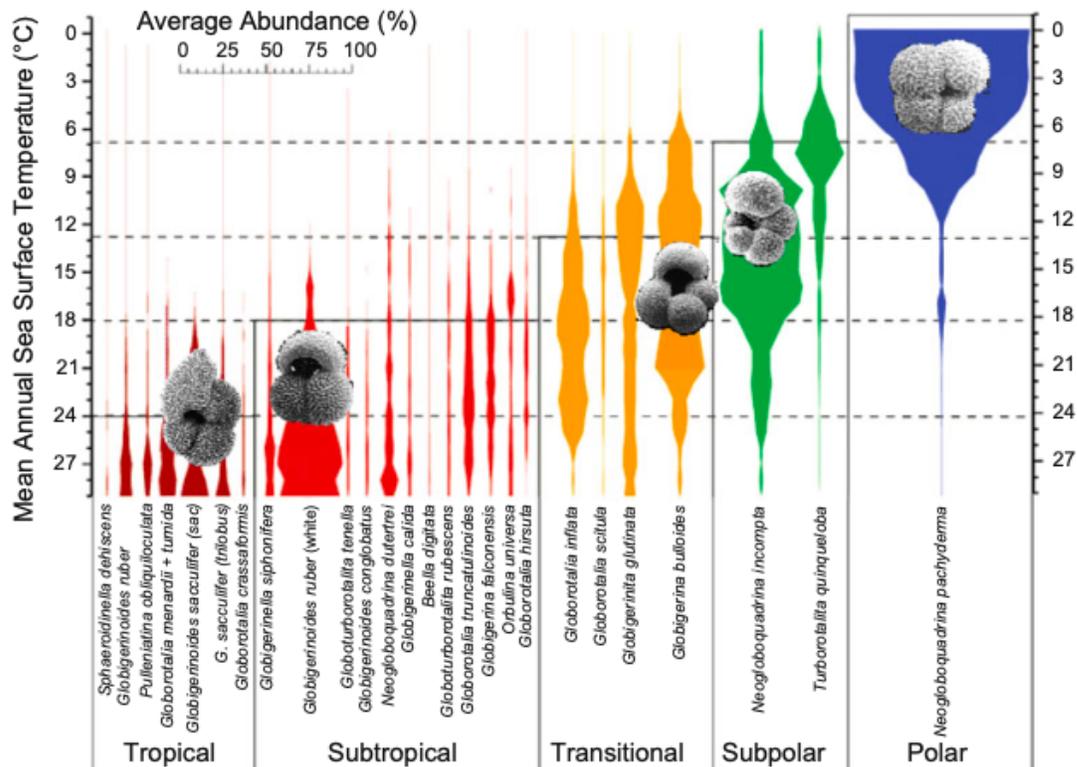


Figura 1.1: Distribución de especies de foraminíferos planctónicos según la temperatura en el océano Atlántico (Kucera et al. 2005). La proporción de las especies mayores según su respectiva provincia se presentan en barras de colores. Obtenido de (Schiebel & Hemleben, 2017).

Adicionalmente hay regiones que se definen por condiciones ambientales particulares. Existen varios procesos como la mezcla de diferentes masas de agua, las corrientes oceánicas, fenómenos climáticos como el Niño y los monzones, modificación estacional en las propiedades físicas y biológicas de las aguas superficiales y condiciones de anoxia que modifican regionalmente las provincias. Estos cambios ocurren en varias escalas temporales, desde estacionales hasta de escala glacial-interglacial (ej. Ishikawa & Oda, 2007; Arellano-Torres & Machain-Castillo, 2017).

Indicadores en paleoceanografía

La testa carbonatada además de envolver a toda la célula, es la pieza clave para identificar las especies de foraminíferos planctónicos. En los océanos modernos se aprecian alrededor de 50 especies de foraminíferos planctónicos a partir de su morfología (Loeblich Jr & Tappan, 2015), la cual se basa en

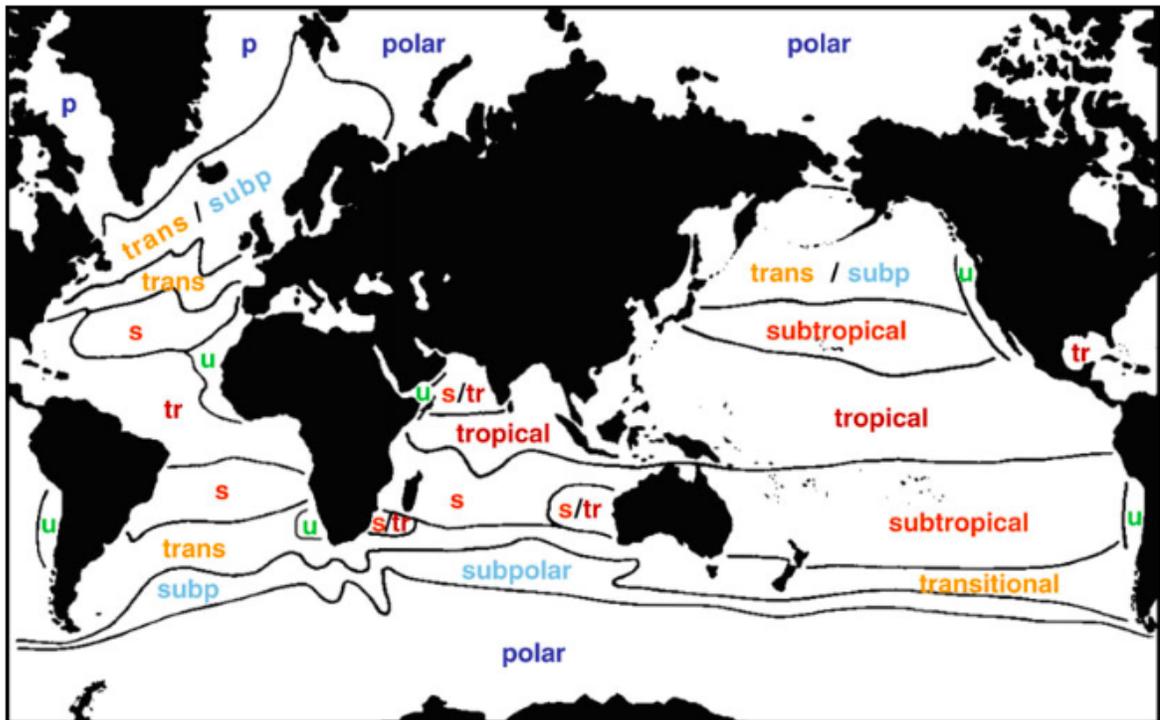


Figura 1.2: Provincias de foraminíferos planctónicos según datos de muestras de sedimento (Hemleben et al. 1989). Las provincias latitudinales son: polar (p), subpolar (subp), transicional (trans), subtropical (s) y tropical (tr). Una sexta provincia es caracterizada por surgencias (u). Obtenido de (Schiebel & Hemleben, 2017).

el enrollamiento, forma de las cámaras, posición y forma de la apertura y textura de la testa (Kennett & Srinivasan, 1983). Además, las testas serán el único registro de los foraminíferos planctónicos que encontremos en el sedimento marino y el cual será esencial para reconstrucciones paleoceanográficas.

Las testas de foraminíferos son afectadas por la disolución, transporte y depredación durante su sedimentación. La disolución de las testas es evidente por debajo de la profundidad de compensación de los carbonatos (PCC) (Broecker & Peng, 1982). En la actualidad, en promedio la PCC está a los 3500 m. Sin embargo, también puede ocurrir disolución por encima de la PCC causada por la remineralización de la materia orgánica y decremento del pH en microambientes (Milliman et al., 1999). Por otro lado, hay testas que pueden llegar a sedimentar por debajo de la PCC porque se hunden más rápido de lo que son disueltas. Las velocidades de hundimiento dependen del tamaño, forma y grosor de la testa (Takahashi & Bé, 1984). Las testas pequeñas, delgadas y de forma discoidal se hunden más lento que las testas grandes, pesadas y esféricas. Dependiendo de la velocidad de las corrientes superficiales, las testas de foraminíferos planctónicos son transportadas horizontalmente varios cientos de kilómetros. Como las testas grandes y pesadas se hunden más rápido en la columna de agua, son transportadas a distancias más cortas (decenas de kilómetros) antes de alcanzar el suelo marino (ej. Siegel & Deuser, 1997). Por lo tanto, las testas grandes resultan en mayor precisión regional. Por último, un número de foraminíferos planctónicos (principalmente juveniles) son removidos por depredación por copépodos y otros animales (Hemleben et al., 1989). Una vez que los foraminíferos planctónicos alcancen el suelo marino pueden llegar a ser almacenados por extensas escalas de tiempo dependiendo de los efectos diagenéticos y tectónicos.

Aún con los procesos tafonómicos que podrían perturbar el registro estratigráfico, el océano profundo es considerado un ambiente muy estable y por lo tanto ideal para estudiar núcleos de sedimento y los restos biológicos que ahí se preservan. Los estudios paleoceanográficos utilizando foraminíferos planctónicos como bioindicadores es una técnica ampliamente empleada en todos los océanos del mundo, en especial, hay varios estudios de esta naturaleza en el Golfo de México en los que se han caracterizado corrientes, surgencias y gradientes térmicos, entre otros procesos oceánicos superficiales (ej. Malmgren & Kennett, 1976; Crowley, 1981; Brunner, 1982; Joyce & Williams, 1986; Dowsett & Poore, 1990; Flower & Kennett, 1990; Arellano-Torres & Machain-Castillo, 2017).

1.5.2. Bioestratigrafía

Según la *International Commission on Stratigraphy* (Comisión Internacional de Estratigrafía), la estratigrafía es la disciplina que se dedica a la descripción de todos los cuerpos rocosos que forman la corteza terrestre y su organización en unidades según sus propiedades inherentes o atributos con el propósito de establecer su distribución, sucesión temporal y para interpretar su historia geológica. Una de las ramas de la estratigrafía es la bioestratigrafía, que en combinación con algunos principios paleontológicos, identifica capas o estratos según su contenido fósil (Salvador, 2013).

Al igual que cualquier otra rama de la estratigrafía, la bioestratigrafía permite crear una datación

relativa del sedimento o roca con base al “principio de superposición”. El principio de superposición, reformulado por Nicolás Steno en el siglo XVII, establece que en las capas de rocas sedimentarias, la capa más joven se encuentra en la parte superior y la más antigua, en la inferior (siempre y cuando no haya intervenido otro proceso geológico que modificara su distribución original) (Kardel & Maquet, 2013). Sin embargo, para hacer uso de la bioestratigrafía es pertinente recurrir también al “principio de sucesión biótica”. El principio de sucesión biótica nos indica que los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable (McGowran, 2005; Tarbuck et al., 2005). Ambos principios son la base para poder reconocer algún periodo geológico a partir de su contenido fósil.

La labor bioestratigráfica aún se basa en los métodos pioneros de Albert Opper descritos entre 1856 y 1858. El primer paso es crear una base de datos de las especies de cada muestra, para ello se debe registrar la posición estratigráfica de estos en el momento de recolección y una vez que los fósiles han sido colectados, deben ser limpiados para su identificación. Después de identificar las especies, se agrupan en zonas. Las zonas bioestratigráficas son intervalos verticales en el registro estratigráfico de individuos o asociaciones de especies (Brookfield, 2003).

Entre los tipos de zonas bioestratigráficas, las zonas de abundancia se basan en el repentino aumento y descenso en la abundancia de ciertos fósiles. Las zonas de abundancia reflejan factores ecológicos locales como condiciones ambientales, y si los picos de abundancia son producto de fluctuaciones climáticas globales, pueden usarse para correlacionar edades (Prothero, 2013). Cambios específicos en el linaje de los fósiles, también pueden tener valor bioestratigráfico. Por ejemplo, la dirección de enrollamiento del foraminífero planctónico *Globorotalia truncatulinoides* se ha reportado en núcleos del Atlántico Sur que cambia a la derecha en aguas cálidas y a la izquierda en aguas frías (Renaud & Schmidt, 2003).

La especie *G. truncatulinoides* no es el único foraminífero planctónico empleado en la bioestratigrafía. La bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos ha sido exitosamente delimitada y aprovechada para datar sedimento en varias regiones del mundo. En especial, la bioestratigrafía en el Golfo de México durante el Cuaternario Tardío ha sido bastante estudiada (Ericson & Wollin, 1956, 1968; Kennett & Huddleston, 1972; Martin et al., 1990, 1993). La bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos en el golfo se basa en la limitación de zonas según la abundancia relativa de las especies más sensibles a aguas cálidas y aguas frías (Kennett & Huddleston, 1972). Estas zonas reflejan intervalos cálidos y fríos que son relacionadas con curvas de isótopos de oxígeno por aproximadamente los últimos 150 000 años (Ericson & Wollin, 1968). La importancia de crear de un esquema de zonas es que forma la estructura para hacer correlaciones estratigráficas (Ericson & Wollin, 1968; Ruddiman, 1971).

1.5.3. Isotopía estable de oxígeno

Los átomos que tienen el mismo número de protones y electrones, pero difieren en el número de neutrones, se les denomina isótopos. Hay muy pocos elementos que sólo posean un único isótopo, la

mayoría poseen al menos dos. La mayoría de las especies químicas se mantienen estables en el tiempo y se les denomina “isótopos estables”, pero algunas liberan espontáneamente energía hasta transformarse en átomos más estables, por lo que se les denomina “isótopos radioactivos” (Valley & Cole, 2019).

El oxígeno tiene tres isótopos estables con número de masa atómica de 16, 17 y 18 (^{16}O , ^{17}O y ^{18}O). Generalmente sólo se consideran los isótopos ^{16}O y ^{18}O porque son más abundantes en comparación al ^{17}O (Delaygue, 2009). Con el objetivo de poder relacionar la proporción de isótopos entre sitios, no se mide su abundancia absoluta, se expresan en comparación con un estándar, a esta medida se llama delta (δ), tiene unidades de “por mil” (‰) y se expresa como:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ muestra}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ estándar}} - 1 \right) \times 1000 \quad (1.1)$$

El estándar depende del tipo de muestra. El primer estándar para muestras sólidas fue el *Peedee Belemnite* (PDB). Sin embargo, por escasez del estándar la *International Atomic Energy Agency* (IAEA) lo redefinió a el *Vienna Peedee Belemnite* (V-PDB) (Delaygue, 2009). Además de este estándar, también existe el *Vienna Standard Mean Ocean Water* (V-SMOW) que es una actualización del antiguo SMOW (Craig, 1961) para muestras de agua. V-SMOW tiene una composición muy cercana al agua oceánica (Delaygue, 2009; Valley & Cole, 2019).

Los isótopos estables de un mismo elemento se comportan diferente durante procesos químicos y físicos, lo que resulta en una distribución desigual de estos cuando se ven sometidos a fenómenos ambientales. Esta partición de los isótopos es conocida como fraccionamiento isotópico. Hay dos fenómenos fundamentales que causan el fraccionamiento isotópico: menor movilidad de moléculas con isótopos más pesados, y energías de enlace más bajas en moléculas con isótopos más ligeros (Delaygue, 2009). Al identificar los factores dominantes que controlan el fraccionamiento isotópico de un material en particular, los paleoclimatólogos pueden utilizarlo para reconstruir variables ambientales (Valley & Cole, 2019).

La temperatura (Craig, 1965; Urey, 1947) y salinidad (Craig & Gordon, 1965) del mar afecta la composición isotópica de la calcita precipitada biogénicamente (como lo son las testas de los foraminíferos) y la calcita inorgánica (CaCO_3). Cuando una especie secreta su testa en equilibrio termodinámico con el agua en dónde habita, reflejará la proporción del $\delta^{18}\text{O}$ del agua. La salinidad también afecta porque el $\delta^{18}\text{O}$ varía ampliamente, desde 0,0‰ en agua dulce hasta menos de -30% en el hielo glacial (Dansgaard & Tauber, 1969). Como resultado de las diferencias regionales en evaporación, precipitación y la salinidad en el agua de mar, el $\delta^{18}\text{O}$ varía en el agua de mar desde alrededor de $-0,3\%$ hasta más de $1,0\%$ (Craig & Gordon, 1965; Berger & Gardner, 1975).

Como resultado del fraccionamiento, las variaciones en el $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos ha servido para identificar periodos glaciales-interglaciales y temperatura superficial oceánica durante los últimos 5 Ma, incluido el Cuaternario (Figura 1.3). Durante periodos glaciales, grandes cantidades de agua dulce con valores muy negativos de δ (menor que 30%) son removidas de los océanos y almacenadas en los hielos

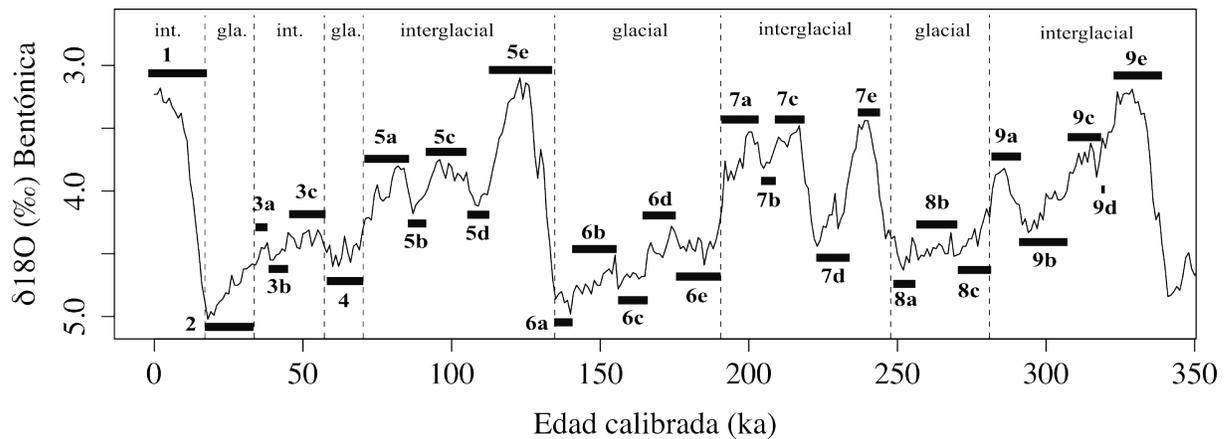


Figura 1.3: Cronología basada en el $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos de [Lisiecki & Raymo \(2005\)](#) desde hace 350 a 0 ka. Se marcan los estadios isotópicos marinos y sus subestadios ([Railsback et al., 2015](#)).

de los casquetes polares y glaciares de montaña, provocando que el $\delta^{18}\text{O}$ en el océano se enriquezca (y por lo tanto las testas de foraminíferos). Mientras que durante periodos interglaciales hay menos hielo continental, lo que provoca que proporcionalmente haya más ^{16}O en el agua de mar y por lo tanto disminuya el $\delta^{18}\text{O}$ ([Cronin, 1999](#)). Este “efecto glacial” se cree que domina las señales isotópicas de los foraminíferos que habitan en regiones con relativamente poca variabilidad de temperatura y salinidad, como el Atlántico tropical ([Olausson, 1965](#); [Shackleton, 1967](#)).

Los estadios isotópicos marinos (MIS o *Marine Isotope Stages*) son un sistema estratigráfico basado en la curva isotópica del oxígeno como un monitor del volumen de hielo a partir de análisis isotópicos realizados en testas de foraminíferos ([Cronin, 1999](#)). Los MIS con números impares representan periodos interglaciales y los pares los periodos glaciales ([Railsback et al., 2015](#)).

La investigación del paleoclima ha producido recientemente nuevas series de tiempo, pero la utilización completa de los datos adquiridos requiere un análisis coordinado de registros distribuidos globalmente. La curva de [Lisiecki & Raymo \(2005\)](#) tiene este propósito. Esta curva es un promedio de 57 registros de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos distribuidos globalmente por 5.3 Ma y ha sido ampliamente empleada para calcular el volumen de hielo global y la temperatura del océano profundo. En la Figura 1.3, se muestra la curva para el Pleistoceno Tardío (los últimos 400 000 años).

1.6. Área de estudio

El Golfo de México es un mar semi-cerrado subtropical de tipo mediterráneo (Figura 1.4). Está bordeado por América del Norte y tiene conexión tanto con el mar Caribe como el océano Atlántico Norte. Cuenta con una superficie de 1 507 639 km² con profundidad media de 1615 m y máxima de 4400 m ([Davis, 2017](#)).

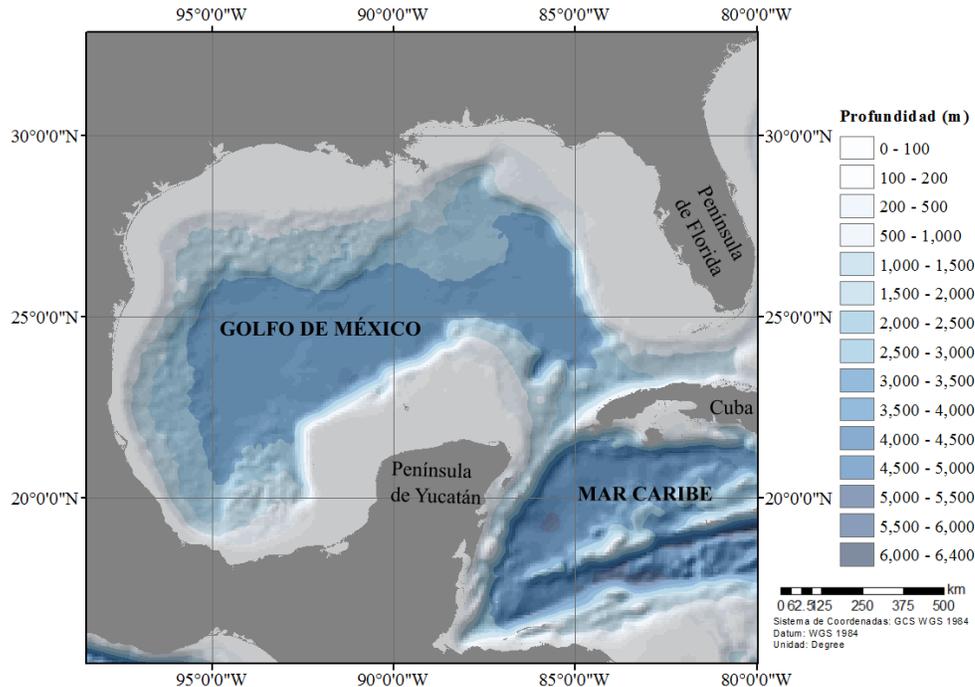


Figura 1.4: Mapa batimétrico de la región del Golfo de México. Los datos de batimetría se obtuvieron del [Instituto Nacional de Estadística y Geografía \(2015\)](#) y el modelo digital de batimetría se desarrolló utilizando el software ArcGIS Pro 2.2.

1.6.1. Contexto geológico

La cuenca del Golfo de México se encuentra sobre la placa tectónica de América del Norte que tiene su origen en un episodio de extensión de la corteza y expansión del suelo marino tras el rompimiento de Pangea durante el Mesozoico ([Sawyer et al., 1991](#); [Harry & Londono, 2004](#)). Actualmente se define como una cuenca cuasi circular de aproximadamente 1500 km de diámetro. Al este y sur de la cuenca esta bordeada por plataformas carbonatadas con poca pendiente que varían de 100 a 300 km de ancho. Desde la orilla de las plataformas continentales el talud se extiende hasta el centro de la cuenca a una profundidad de 2800 m. Por último, la parte central de la cuenca está ocupada por una llanura que cubre un área de más de 1 500 000 km² y profundidad de hasta 3750 m ([Galloway, 2008](#); [Salvador, 1991](#)).

Los principales mecanismos de transporte de sedimentos son mareas, oleaje, corrientes y gravedad. La zona profunda está dominada por una combinación de sedimento terrígeno y biogénico. Los componentes biogénicos son de origen planctónico e incluyen foraminíferos, cocolitoforidos, diatomeas y radiolarios. Los sedimentos profundos son traídos por procesos gravitatorios tanto en el talud continental como en la columna de agua ([Davis, 2017](#)). Por otro lado, las plataformas carbonatadas son provincias resultado de la sedimentación cíclica de grandes transgresiones y regresiones asociadas al cambio del

nivel del mar durante el Pleistoceno (Coleman et al., 1991). Dominadas por partículas biogénicas y bajas tasas de sedimentación, el resto de las plataformas continentales sedimentarias se caracterizan por lodo terrígeno y arena con cantidades variables de restos orgánicos (Davis, 2017).

1.6.2. Contexto climático

El clima de la región del Golfo de México es tropical (cálido y húmedo) y según Bryson y Hare (1974), está bajo la influencia de la posición geográfica de la zona de convergencia intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés, o *Intertropical Convergence Zone*) (Saha, 2009). La posición media estacional de la ITCZ se encuentra en su posición más al sur durante la estación seca y fría (diciembre – abril), y en su posición más al norte durante la estación lluviosa y caliente (agosto – octubre) (Figura 1.5). El resto del año se encuentra en periodos transicionales entre ambas estaciones.

Tanto las masas de aguas superficiales como la circulación de los vientos en la región del Golfo de México muestran grandes cambios anuales ligados a la migración de la ITCZ. Los vientos sobre la región que determinan el clima son los vientos alisios y los del oeste. Durante el invierno, fuertes vientos soplan sobre golfo (entre los 30 - 60 °N) hacia el sur y están asociados con desprendimientos de masas de aire muy frío (Romero-Centeno & Zavala-Hidalgo, 2021). En el verano, cuando la ITCZ se mueve al norte del ecuador terrestre, los vientos alisios son débiles, húmedos y soplan desde el este. Además, en el golfo se presentan dos sistemas meteorológicos extremos: los frentes fríos (*nortes*) y los sistemas de bajas presión (ciclones tropicales) (Romero-Centeno & Zavala-Hidalgo, 2021).

Los *nortes* pueden ocurrir en cualquier época del año, pero son muy frecuentes durante el invierno y muy raros en el verano (Zavala-Hidalgo et al., 2014). Estos favorecen descensos de temperaturas de hasta 15 °C, la ocurrencia de fuertes lluvias y la generación de vientos muy intensos provenientes del norteeeste que generan mezcla de la columna de agua y promueven el abastecimiento de nutrientes hacia la capa eufótica (Schultz et al., 1997). Por otro lado, los ciclones tropicales, que incluyen las depresiones tropicales, tormentas tropicales y huracanes, son sistemas meteorológicos en rotación caracterizados por un centro de baja presión alrededor del cual giran vientos intensos (Montgomery & Farrel, 1993).

1.6.3. Contexto oceanográfico

La circulación superficial general del Golfo de México es parte de la AMOC (Schmitz & McCartney, 1993) (Figura 1.6). El sistema de corrientes fluye desde la corriente de Guinea que ingresa desde el Atlántico por los pasajes del arco de Islas Antillas al mar Caribe (Gordon, 1967). La corriente del Caribe es la precursora de la corriente de Yucatán que atraviesa el canal de Yucatán en dirección al Golfo de México (Gordon, 1967). El canal de Yucatán regula todo el intercambio oceánico y el flujo entre el mar Caribe y el Golfo de México (Badan et al., 2005). Eventualmente, la corriente de Yucatán gira en

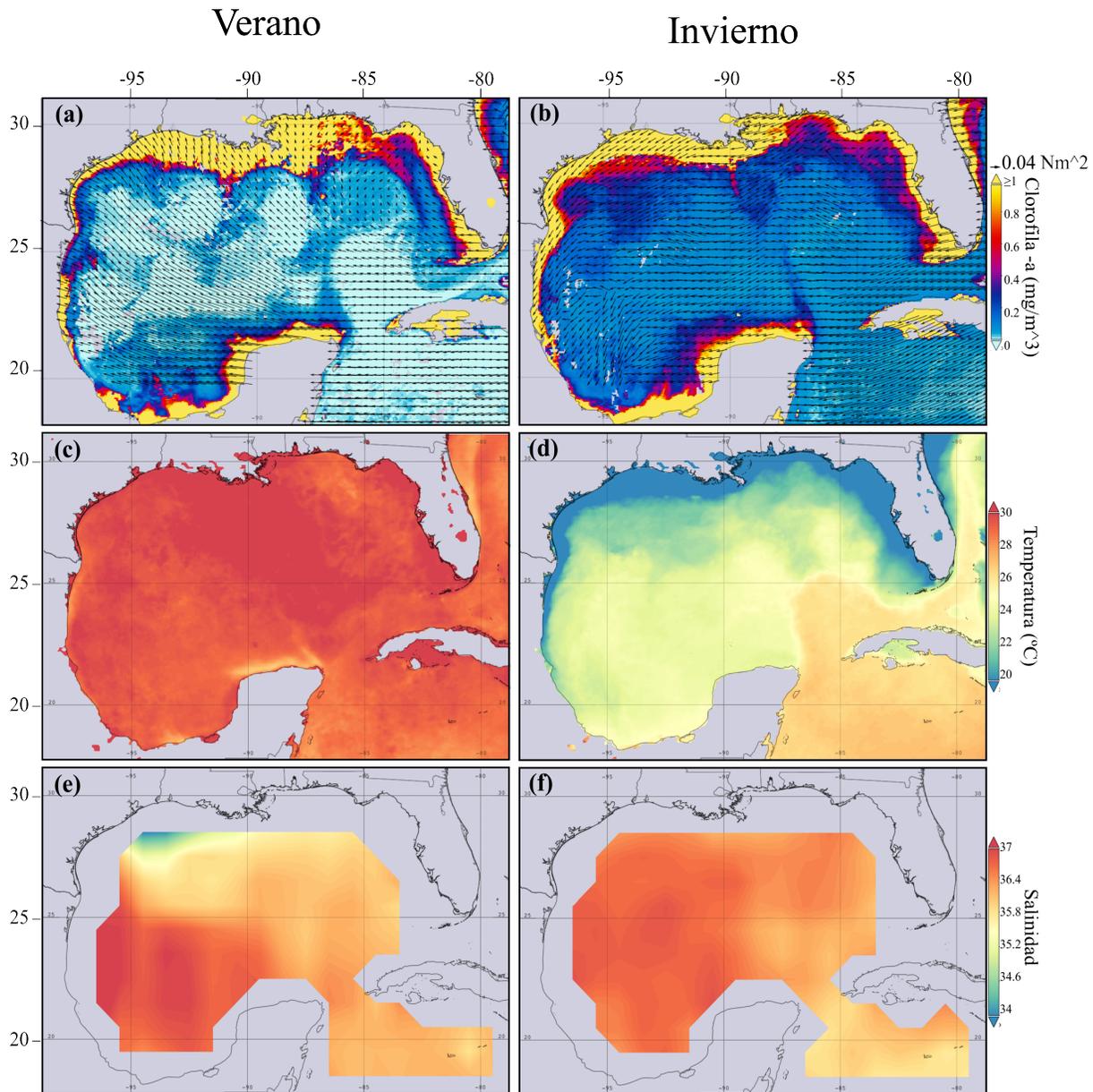


Figura 1.5: Características físicas del Golfo de México en verano correspondiente al promedio de los meses junio a agosto del 2012 (a, c, e) e invierno correspondiente al promedio de los meses enero y febrero del 2012 (b,d,f). En los paneles (a y b) Los vectores simbolizan estrés mensual del viento (N/m^2 , SSMI GSSTFM v3) y las áreas sombreadas representan concentración clorofila-*a* mensual (mg/m^3 , MODIS Aqua MODISA L3m CHL v2018). (c y d) Se representa la temperatura promedio mensual de la superficie del mar ($^{\circ}\text{C}$, MODIS Aqua MODISA L3m SST Monthly 9km vR2019.0). (e y f) Representan la salinidad promedio mensual de la superficie del mar (UPS, AQUARIUS L3 SSS RAINCORRECTED CAP MONTHLY V5).

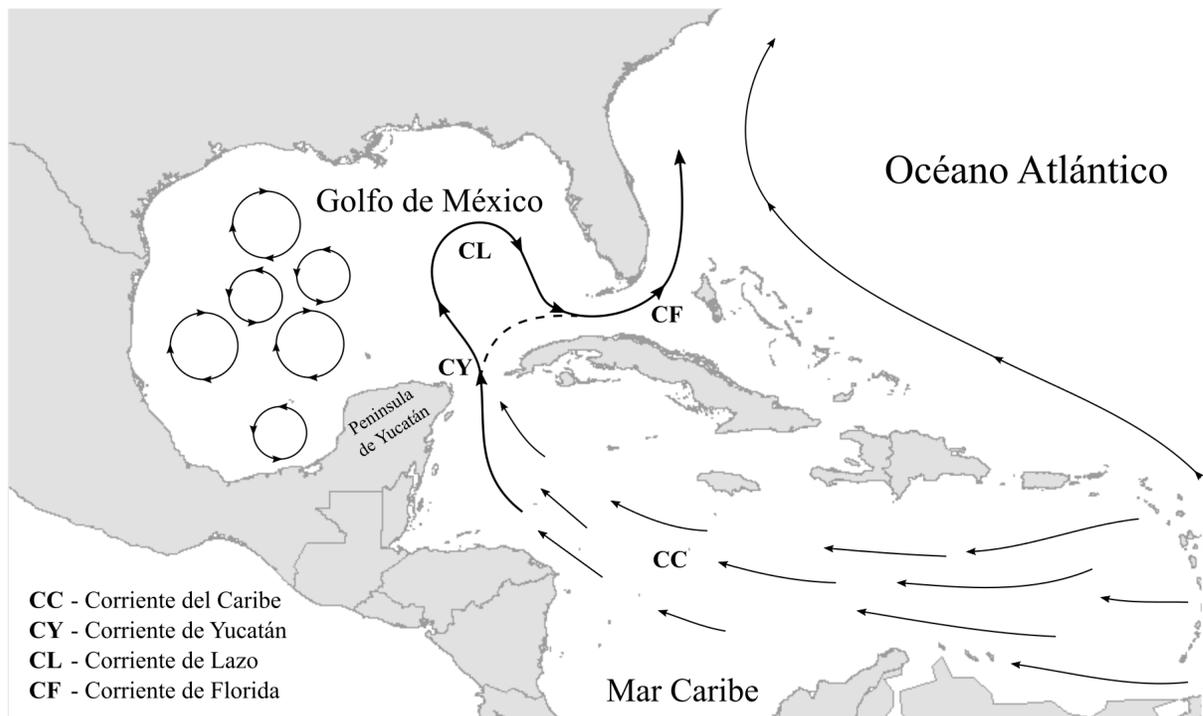


Figura 1.6: Esquema de la circulación superficial actual en la región del Golfo de México. La corriente de Lazo tiene dos formas: extendida en verano (línea sólida) y retraída en invierno (línea punteada). Los datos cartográficos se obtuvieron del [Instituto Nacional de Estadística y Geografía \(2021\)](#) y se desarrolló el mapa en los software Arc Gis Pro 2.2 e Inkscape 1.2.

dirección de las manecillas del reloj en el Golfo de México y se convierte en la corriente de Lazo (Pérez et al., 1999). De acuerdo con Schmitz & Richardson (1991), el flujo se dirige nuevamente al Atlántico Norte por medio de la corriente de Florida (Mertens et al., 2009).

El Golfo de México se caracteriza por tener condiciones de salinidad y temperatura parecidos entre el occidente y el oriente. Tienen una convección vertical débil y una estratificación vertical definida en la mayor parte del año. Sin embargo, hay una diferencia acentuada entre ambas regiones en la capa intermedia, por la entrada de agua al canal de Yucatán. Además, se ha observado que el canal de Yucatán tiene un transporte promedio similar al del estrecho de Florida (Monreal-Gómez & Salas-de León, 1997).

El sistema de la corriente de Lazo es la principal circulación dentro del Golfo de México. El sistema se compone de la corriente de Lazo y los giros anticiclónicos que se desprenden de ésta. La corriente de Lazo tiene dos formas de intrusión al golfo: retraída y extendida. La primera es cuando la corriente alcanza los 24 °N entre otoño e invierno. La segunda representa una intrusión grande de la corriente en el golfo, puede alcanzar hasta los 28 °N y estadísticamente es más probable que suceda durante la primavera y el verano (Alvera-Azcárate et al., 2009; Delgado et al., 2019). Una intrusión extendida en el Golfo de México tiene la consecuencia directa de adveccionar rápidamente la pluma del río Misisipí hacia el estrecho de Florida (Alvera-Azcárate et al., 2009). El agua del río Misisipí es rica en nutrientes y materia suspendida (ej. Hu et al., 2005), por lo que su dispersión puede causar variaciones ecológicas (Alvera-Azcárate et al., 2009).

La corriente de Lazo desprende los giros anticiclónicos a diferentes frecuencias y tamaños. En promedio los giros anticiclónicos son arrojados en escalas de tiempo de aproximadamente 3 a 17 meses (Elliot, 1982; Sturges & Leben, 2000). En particular, Alvera-Azcárate et al. (2009) encontraron que una intrusión extendida de una corriente de Lazo disminuye el periodo de liberación de giros y que estos viajan distancias más largas desde su desprendimiento. En cambio, en una intrusión retraída se desprenden giros más grandes y hay mayores intervalos de tiempo entre cada desprendimiento. Aunque al moverse hay una mezcla gradual entre los giros y el agua circundante, se ha demostrado que el agua en los giros preserva significativamente sus propiedades características hasta alcanzar la plataforma occidental donde decaen (Vidal et al., 1994b; Hamilton et al., 1999).

Además del Sistema de la Corriente de Lazo, existen otros fenómenos oceánicos, como los giros ciclónicos. Los giros ciclónicos son más pequeños que los anticiclónicos y se pueden generar por diferentes orígenes. El principal mecanismo de formación es producto de la interacción con los giros anticiclónicos con la costa oeste de la cuenca, pero se han propuesto varias hipótesis para el origen del giro ciclónico en la Bahía de Campeche (Vidal et al., 1994a). Por ejemplo, se cree que se forma por la geometría de la costa, junto con la interacción del agua de la surgencia con el banco y la interacción del giro anticiclónico (Díaz-Flores et al., 2017).

Tanto la corriente de Lazo como los giros anticiclónicos que se desprenden de ésta son cruciales para la generación y mezcla de las masas de agua superficiales en el Golfo de México. Existen principalmente tres masas de agua superficiales y sub-superficiales: El Agua Superficial del Caribe (CSW por sus siglas

en inglés, o *Caribbean Surface Water*), el Agua Subsuperficial del Atlántico Norte Subtropical (SUW por sus siglas en inglés, o *Subtropical Underwater*) y el Agua Común del Golfo (GCW por sus siglas en inglés, o *Gulf Common Water*). Las propiedades de estas aguas han sido delimitadas dependiendo del enfoque del estudio: aquellos con mayor peso en las propiedades físicas (Tabla 1.1) o con una visión que incluye aspectos químicos (Tabla 1.2).

Tabla 1.1: Propiedades físicas de las masas de agua superficiales y sub-superficiales en el Golfo de México. Recuperado de [Portela et al. \(2018\)](#).

	Temperatura (°C)	Salinidad (g/kg)	Oxígeno Disuelto (ml L ⁻¹)	Intervalo de Profundidad Media (m)
CSW	22-28	<36.7	>4	50-150
SUW	20-25	>36.8	2.5-3.8	150-230
GCW	20-22.5	<36.8	2.5-4.2	50-100
TACW	8-20	35.1-36.6	<3	300-700

Tabla 1.2: Clasificación de las masas de agua superficiales del Golfo de México según [Cervantes-Díaz et al. \(2022\)](#) a partir de sus propiedades físicas y químicas: temperatura potencial, salinidad, profundidad media, oxígeno disuelto (OD), utilización aparente de oxígeno (AOU), nitrato e intervalo de variabilidad del carbono inorgánico disuelto (DIC).

	Temp. (θ)	Sal. (g/kg)	Profundidad Media (m)	OD (μmol/kg)	AOU (μmol/kg)	Nitrato (μM)	DIC (μmol/kg)
CSW	>22	36-36.7	<170	160-234	-40 a 50	<1.5	1970-2140
SUW	19-26	36.6-37	100-350	130-220	-5 a 90	1-8	2050-2156
GCW	18-22	36.3-36.6	Invierno: 0-200, Verano 30-200	110-215	0 a 120	1-14.8	2080-2187
TACW	7.9-20	34.9-36.4	Invierno: 70-660, Verano: 100-780	100-160	73 a 175	8.5-32	2140-2220

La CSW se encuentra típicamente en la capa superficial del mar Caribe. Es una masa de agua oligotrófica producto de la mezcla de masas de agua superficiales del Atlántico Norte, la escorrentía de ríos locales de América del Sur y las plumas de los ríos Amazonas y Orinoco ([Morrison & Nowlin, 1982](#); [Müller-Karger et al., 1989](#)). Cuando pasa por el estrecho de Yucatán, los giros anticiclónicos la redistribuyen en el Golfo de México ([Portela et al., 2018](#)). Se ha demostrado que la CSW es principalmente transportada al Golfo de México durante la fase máxima de extensión de la corriente de Lazo, mientras que su transporte es mínimo durante el invierno ([Delgado et al., 2019](#)). Sin embargo, independientemente de la estación del año, CSW en el golfo tiene una mayor salinidad promedio que la de su origen en el Caribe. [Portela et al. \(2018\)](#) explican que durante el invierno, el hundimiento de la capa de mezcla provoca la presencia de una capa homogénea y cálida de CSW, después, durante el verano la estratificación de la columna de agua aísla la CSW en la capa superficial donde aumenta su salinidad en consecuencia de la evaporación que ocurre en el Golfo de México durante esta estación ([Zavala-Hidalgo et al., 2014](#)).

Este proceso de mezcla en invierno seguido de una restratificación de la capa superficial podría ser la responsable del incremento de salinidad de CSW en el Golfo de México, en comparación de sus valores iniciales en el Caribe.

Existen varias hipótesis de formación de la masa de agua GCW. Según [Vidal et al. \(1994b\)](#), [Elliot \(1982\)](#) y [Portela et al. \(2018\)](#) esta masa de agua se forma en el occidente de la plataforma del Golfo de México, cuando los giros anticiclónicos colisionan. Durante las colisiones, la SUW es diluida por agua menos salina de las capas superiores de la termoclina y el resultante de esta mezcla es GCW. La masa de agua SUW se encuentra por debajo de CSW y se forma en el centro del giro subtropical del Atlántico Norte y después se hunde a la parte superior de la picnoclina, la cual se caracteriza por un representativo máximo de salinidad (> 36.92) en el canal de Yucatán ([Qu et al., 2013](#); [Shcherbina et al., 2015](#); [Cervantes-Díaz et al., 2022](#)). Además de esta hipótesis, también proponen la posibilidad de generación de GCW durante el invierno cuando el régimen de viento produce una capa de mezcla profunda (aproximadamente 100 m) que diluye la SUW. Por otro lado, [Sosa-Gutiérrez et al. \(2020\)](#) indicaron que GCW podría originarse por el intercambio con el agua salina en los giros anticiclónicos que derivan al oeste del golfo durante el otoño-invierno, asociados a la profundización de la capa de mezcla por los nortes. En contraste, en la propuesta más reciente de [Cervantes-Díaz et al. \(2022\)](#) sugieren que la GCW nace de la mezcla de CSW con el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW por sus siglas en inglés, o *Tropical Atlantic Central Water*) en el occidente del Golfo de México, ya que SUW esta restringida a la región de influencia de la corriente de Lazo.

Las presencia de nutrientes en las aguas superficiales del Golfo de México tiene una variabilidad estacional que depende principalmente de la entrada de las aguas oligotróficas de CSW y la mezcla convectiva de la termoclina provocada por los vientos del norte (Figura 1.5).

Durante los meses de primavera-verano hay escasa disponibilidad de nutrientes en la superficie del Golfo de México. Esto sucede porque en esta época la ITCZ se encuentra en su posición más al norte, aumentando las temperaturas superficiales del mar y desarrollando una estratificación fuerte que se ve reforzada por los vientos débiles del suroeste incapaces de mezclar verticalmente la columna de agua ([Delgado et al., 2019](#)). Este proceso provoca que la termoclina se sitúe más superficialmente (~ 30 m) que en otras épocas del año ([Romero Centeno et al., 2001](#)). Además, la corriente de Lazo esta en su máxima extensión, lo cual resulta en una advección de agua oligotrófica y cálida de la CSW (nitrato $< 1 \mu\text{mol kg}^{-1}$) con valores de utilización aparente de oxígeno (AOU) negativas y bajas concentraciones de clorofila-*a* al interior del Golfo de México ([Biggs & Ressler, 2001](#); [Muller-Karger et al., 2015](#); [Delgado et al., 2019](#)).

En contraste, durante el otoño-invierno hay altas concentraciones de nutrientes y por consecuente de productividad primaria ([Pasqueron De Fommervault et al., 2017](#)). Durante estas estaciones la corriente de Lazo generalmente esta retraída y por lo tanto hay menos aporte de CSW al golfo. También hay intensos vientos del norte que mezclan la columna vertical, dominada por GCW. En consecuencia, la termoclina se encuentra a mayor profundidad (~ 85 m), los valores de AOU tienden a positivo o en equilibrio con la

atmósfera, resultado de la fuerte mezcla vertical, las aguas subsuperficiales tienen respiración microbiana alta y hay un aumento de la concentración de carbono inorgánico disuelto (DIC) y nitratos que están siendo transportados a la superficie ([Romero Centeno et al., 2001](#); [Cervantes-Díaz et al., 2022](#)).

Capítulo 2

Materiales y métodos

2.1. Núcleo de sedimento marino

El núcleo de sedimento marino EN032-18PC fue colectado con un nucleador de pistón dentro de la región oriental del Golfo de México (24°33.5' N, 86°35.4' O) a 2030 m de profundidad, en el B/O Endeavor (Figura 2.1). El núcleo tenía 725 cm de largo y 7 cm de diámetro. Las muestras de sedimento fueron solicitadas y proporcionadas al Repositorio de Muestras Geológicas de la Universidad de Rhode Island, EUA. En total fueron 137 muestras obtenidas sistemáticamente cada 5 cm a lo largo del núcleo, colectando 5 cm³ de sedimento. A fin de separar la proporción fina (< 62 µm) y gruesa (> 62 µm) del sedimento, 2 a 3 g de cada muestra se lavaron con agua corriente sobre un tamiz de marca MONT INOX con apertura de malla 62 µm para eliminar la fracción más fina (limos y arcillas) y recoger únicamente los componentes de tamaño arena, es decir, el tamaño de las testas de los foraminíferos planctónicos. Con el propósito de hacer el análisis micropaleontológico y la isotopía estable de oxígeno, se dejó secar la muestra al aire libre y a continuación fue tamizada a través de una malla de 150 µm para recolectar los organismos adultos.

2.2. Análisis micropaleontológico

Con el objetivo de conocer la composición taxonómica y variaciones de los organismos a lo largo del núcleo, se separaron de 300 a 500 individuos de la fracción mayor a 150 µm de cada muestra. Las especies fueron identificadas utilizando referencias taxonómica especializadas (Kennett & Srinivasan, 1983; Brummer & Kučera, 2022). En general, todas las especies mostraron buena preservación y su morfología intacta, sin aparentes rastros de disolución ni daños en sus testas. Para cada muestra se registró la abundancia absoluta por especie y a partir de ella se cuantificó su abundancia relativa. Además se

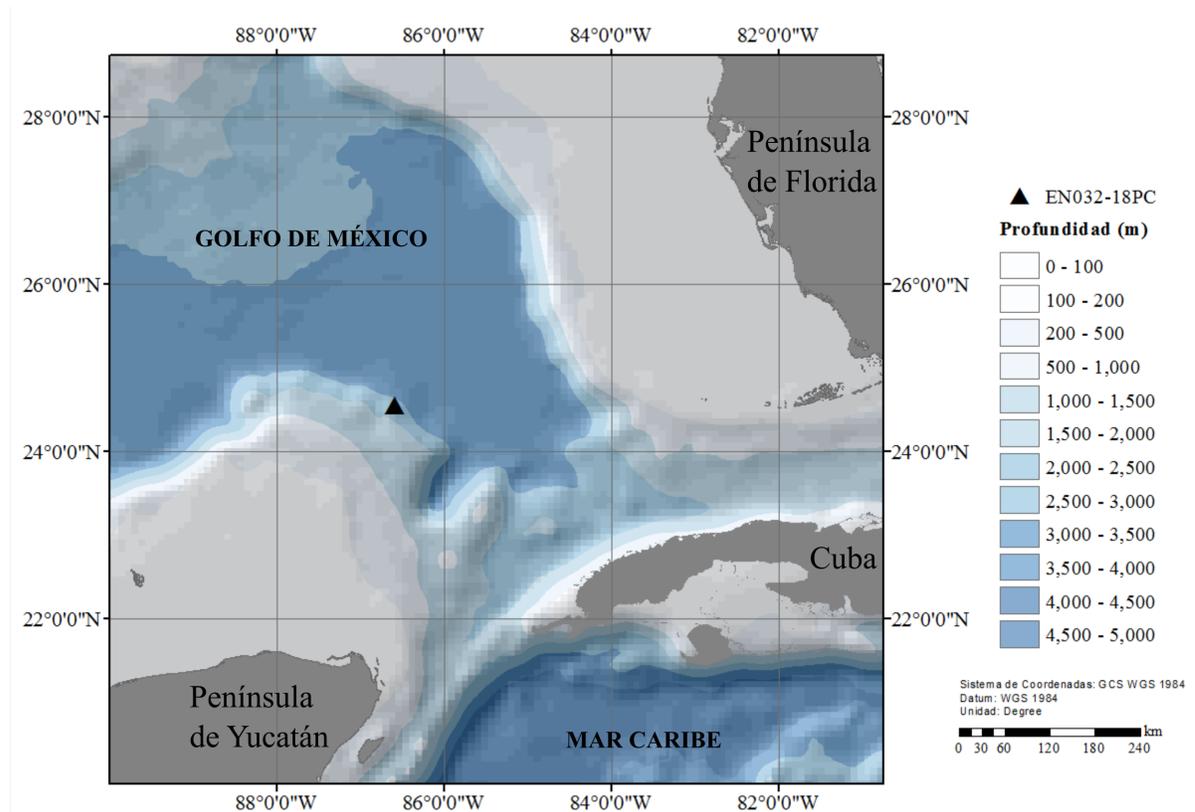


Figura 2.1: Ubicación del núcleo EN032-18PC (▲). Lat. 23.30°, Long. -86.59°, recuperado a 2030 m de profundidad y con 725 cm de longitud. Los datos de batimetría se obtuvieron del [Instituto Nacional de Estadística y Geografía \(2015\)](#) y el modelo digital de batimetría se desarrolló utilizando el software ArcGis Pro 2.2.

calculó el número de individuos por gramo, índice de equitatividad de Shannon-Wiener y su estadística básica (máximo, mínimo y promedio). Los resultados fueron graficados con respecto a la profundidad del núcleo y posteriormente, tras establecer su edad, respecto al tiempo.

2.3. Marco cronológico

La cronoestratigrafía es una rama de la geología que estudia estratos de rocas o unidades sedimentarias con respecto al tiempo. Hay diferentes técnicas que se usan en la cronoestratigrafía como: estratigrafía de eventos, estratigrafía de secuencias, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía. En el caso del núcleo EN032-18PC se estableció su edad a partir de puntos de anclaje entre su profundidad y la edad inferida a partir de la bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos y la curva de $\delta^{18}\text{O}$ del núcleo con otros núcleos de zonas adyacentes.

2.3.1. Bioestratigrafía

La bioestratigrafía se desarrolló a partir de las zonas definidas en los trabajos de [Ericson & Wollin \(1956\)](#), [Kennett & Huddlestun \(1972\)](#) y [Martin et al. \(1993\)](#) que describen los últimos 400 000 años en el Golfo de México y mar Caribe, de acuerdo a su correlación con curvas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 2.2). En este trabajo se consideraron como especies indicadoras pertenecientes al mismo grupo (ambientalmente hablando) a *G. menardii*, *G. tumida* y *G. flexuosa* como el “complejo *G. menardii*” (*G. menardii_c*) ([Kennett & Huddlestun, 1972](#)). Además, se tomó en cuenta la presencia de la especie *G. truncatulinoides* dado que es reconocida como un marcador estratigráfico del Pleistoceno, es decir, su aparición marca el comienzo de esta época ([Glass et al., 1967](#)).

Zona V

La Zona V se divide en tres subzonas: V3, V2 y V1, corresponde desde el MIS 13 hasta el 7. La subzona V3 se reconoce por tres aspectos: (1) la aparición repentina de *G. menardii_c* cerca del límite U/V, seguido de una disminución gradual de este hasta el límite V2/V3 y (2) bajos porcentajes de *G. inflata*. La base de la subzona V2 se caracteriza por el aumento de abundancia de *G. inflata*, mientras que el complejo *G. menardii_c* se aproxima al mínimo. *G. menardii_c* puede presentar uno o más picos de abundancia en la subzona V2, los cuales corresponden a la disminución recíproca de *G. inflata*. La base de la subzona V1 esta marcada por el descenso de *G. menardii_c* en concordancia con el aumento de *G. inflata*.

El límite V-W se caracteriza por la disminución abrupta de *G. menardii_c* y *P. obliquiloculata*

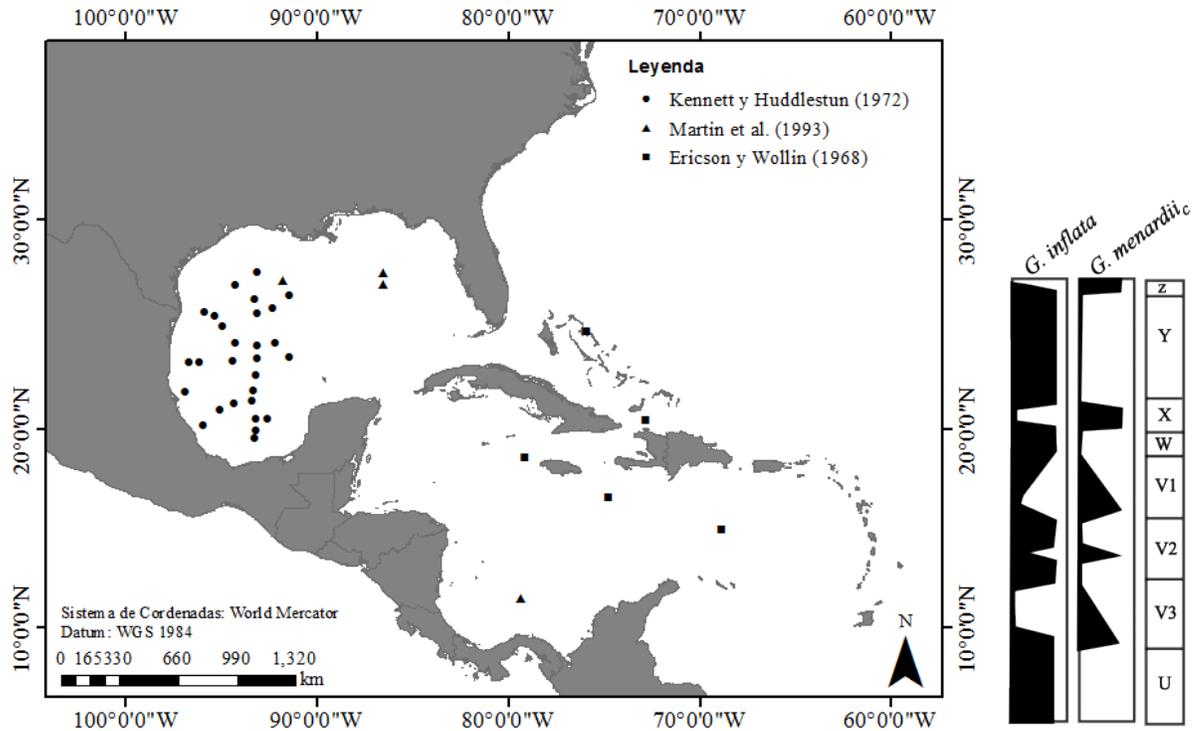


Figura 2.2: Ubicación de los núcleos sedimentarios utilizados para marcar las zonas de foraminíferos planctónicos en el Golfo de México y mar Caribe de los estudios de [Ericson & Wollin \(1956\)](#), [Kennett & Huddleston \(1972\)](#) y [Martin et al. \(1993\)](#). A la derecha se muestra una representación idealizada, elaborada por [Martin et al. \(1993\)](#), de las zonas (U a Z) junto con sus correspondientes frecuencias relativas del complejo *Globorotalia menardii* y la especie *Globoconella inflata*. Los datos cartográficos se obtuvieron del [Instituto Nacional de Estadística y Geografía \(2021\)](#) y se desarrolló el mapa con los software Arc Gis Pro 2.2 e Inkscape 1.2.

Zona W

Esta zona corresponde a parte del MIS 6. Se distingue por la escasez general de foraminíferos planctónicos de aguas cálidas como *G. menardii_c* y *P. obliquiloculata*, y en la presencia de especies de aguas frías como *G. inflata* y *G. falconensis*. *G. truncatulinoides* tiene relativamente altos porcentajes. En general, *G. inflata* varía inversamente con *N. dutertrei*, siendo *N. dutertrei* más importante en la parte baja y *G. inflata* en la parte superior.

El límite W-X está marcado por los siguientes cambios rápidos de fauna: (1) la desaparición abrupta de *G. inflata* y el decremento de *G. truncatulinoides*, un incremento de *G. dutertrei*, *G. crassaformis* y *G. conglobatus*; (2) La aparición abrupta de *G. menardii_c* y *P. obliquiloculata*.

Zona X

La zona está contenida en el intervalo de MIS 5e a 5c. En general X se caracteriza por la consistente ocurrencia de *G. menardii_c* con adición de otras formas cálidas como *P. obliquiloculata* mientras aquellos de aguas frías como son mucho menos importantes. *G. truncatulinoides*, *G. dutertrei* y *G. crassaformis* son generalmente prominentes. Cinco subzonas son reconocidas, donde X5, X3 y X1 tienen una moderada alta frecuencia de *G. menardii_c*, con menor peso *P. obliquiloculata* y hay casi una ausencia de *G. inflata*. Las otras dos subzonas (X4 y X2) se distinguen por decremento de *G. menardii_c* y un incremento de *G. inflata*.

El límite X-Y, por definición, se basa en una severa reducción de *G. menardii_c*. También resalta porque otras especies también se ven reducidas.

Zona Y

La zona Y está en los MIS 5b al MIS 1 y se determina en general por altas frecuencias de *G. inflata* y *G. falconensis*, mientras *G. menardii_c* y *P. obliquiloculata* están ausentes. Bajas frecuencias de *G. crassaformis* ocurren en la parte inferior de Y y altas frecuencias en la parte superior. Hay una fluctuación clara de *G. sacculifer* en toda la zona y de *N. dutertrei* en la mitad de la zona. *G. ruber* forma altas frecuencias en los intervalos inferiores.

La zona Y se divide en 8 subzonas. En especial Y8 es bastante estrecho y se caracteriza por uno de los cambios más dramáticos en la secuencia: *G. menardii_c* está ausente, mientras *G. truncatulinoides*, *G. conglobatus*, *G. dutertrei* y *G. crassaformis* se ven fuertemente disminuidas. Tres especies son importantes en esta subzona: *G. ruber*, *O. universa* y *G. siphonifera*. *P. obliquiloculata*, *G. sacculifer* no cambian mucho sus frecuencias. La parte superior de Y8 está marcada por un abrupto aumento de *G. dutertrei* y *G. crassaformis*, seguido inmediatamente por otro incremento abrupto de *G. inflata*.

La subzona Y7 contiene típicamente altas frecuencias de *G. dutertrei* y frecuencias moderadas a bajas de *P. obliquiloculata* y *G. crassaformis*. Sin la presencia de *G. menardii_c*, fauna de aguas frías como *G. inflata* y *G. falconensis* pueden o no estar presentes. La parte inferior del núcleo se encuentran

relativamente altas frecuencias de *G. inflata* y prácticamente la forma dextral de *G. truncatulinoides*. Más arriba hay reducidas de *G. inflata* y frecuencias más altas de *G. truncatulinoides* donde las formas sinistralas aumentan su importancia. En el límite superior hay un incremento de *G. inflata* en comparación de las frecuencias relativamente de Y7. De igual manera, hay un decrecimiento dramático de *G. dutertrei*.

La subzona Y6 es equivalente al MIS 4. En las secciones comprimidas, Y6 está marcado por frecuencias consistentemente altas de *G. inflata* y *G. ruber*, frecuencias moderadamente altas de *G. falconensis* y la ausencia de cualquier forma de agua caliente distinta de las frecuencias muy bajas de *G. conglobatus*. Tanto *G. dutertrei* como *G. crassaformis* se reducen drásticamente, y *P. obliquiloculata* desaparece en la parte inferior de Y6. *G. digitata* y *O. universa* están constantemente presentes y se produce un pico de *G. truncatulinoides* con giro a la izquierda. En núcleos con secciones extendidas, el gran pico único de alta frecuencia de *G. inflata* se divide en dos por una reducción drástica de *G. inflata*. Asociado con esta reducción hay un aumento de *G. truncatulinoides* y *G. ruber*, y un ligero aumento de *G. digitata*. El límite superior de Y6 está marcado por una reaparición abrupta y dramática de *G. dutertrei* y la disminución abrupta simultánea de *G. inflata*. Además, en algunos núcleos se produce una ligera disminución de *G. falconensis*. El porcentaje de *G. truncatulinoides* dextral aumenta a aproximadamente 100% y *G. conglobatus* prácticamente se elimina en el límite.

El límite Y-Z se define en base la primera ocurrencia consistente de *G. menardii*. Además, *P. obliquiloculata* incrementa hacia la cima del núcleo, hay un consistente incremento e *G. crassaformis*, un decremento de *G. ruber*, y *G. truncatulinoides* incrementa después de este límite.

2.3.2. Curva de $\delta^{18}\text{O}$

La curva de $\delta^{18}\text{O}$ fue obtenida de la tesis de maestría de Rivera-Mora (2022). En su estudio, a partir de las muestras distribuidas uniformemente a lo largo del núcleo, se extrajeron aproximadamente 20 ejemplares de la especie *Globigerinoides ruber*, variedad blanco (*G. ruber* (W)) de la fracción entre 250 a 300 μm . Se escogió la especie *G. ruber* (W) por ser la más representativa y abundante en todas las muestras. A fin de limpiar las testas del foraminífero se siguió la metodología establecida por Barker et al. (2003) y se enviaron las muestras al Laboratorio de Análisis de Isótopos Estables (LAIE) de la Unidad Académica de Ciencias y Tecnología de la UNAM en Yucatán. La composición isotópica del oxígeno de las testas fue determinada vía fosforólisis usando el espectrómetro de masas de razón isotópica *Delta V plus Thermo Scientific* y los estándares NSB-18 y NSB-19. Reproducibilidad de las medidas mayor que 0.05 ‰. La precisión de réplica basada en 70 réplicas y triplicados es de ± 0.20 ‰. Según los valores positivos y negativos de la curva de $\delta^{18}\text{O}$ se definieron los MIS. Esto se hizo en correlación estratigráfica con los núcleos LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005), ODP 999A (Martinez et al., 2007) y MD02-2575 (Nürnberg et al., 2008).

2.4. Análisis de factores

El análisis por factores es un término genérico que describe una variedad de procedimientos matemáticos para el análisis de matrices de datos. Su principal objetivo es describir la matriz de datos en forma simplificada al determinar grupos de entidades que son similares entre ellas, en este caso, grupos de foraminíferos planctónicos (McCammon, 1975). Las cargas obtenidas muy positivas (>1) o muy negativas (<1) implican que el foraminífero planctónico tiene mayor influencia en el factor.

Para determinar las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el núcleo EN032-18PC se realizó un análisis de factores modo Q (*Varimax* normalizado; extracción por componentes principales) utilizando el software *Statistica 13 Academic*. Se escogió el modo Q en lugar del modo R, porque se buscó la relación entre las especies de foraminíferos y no la relación entre sus propiedades. Para crear la matriz de datos, se utilizaron las frecuencias relativas (%) de aquellas especies con $> 1\%$ en promedio de representación en la población total incluyendo todas las muestras.

Capítulo 3

Resultados

3.1. Núcleo de sedimento

El sedimento del núcleo es de tipo biogénico (con restos de diversos organismos) y se caracteriza por tener una composición de lodo calcáreo (*ooze*) con abundantes foraminíferos planctónicos y coccolitofóridos. El color del sedimento seco de acuerdo a la escala de Munsell está entre el gris claro (2.5Y 7/2) y el blanco (2.5Y 8/1).

A partir de eliminar el lodo ($<62\ \mu\text{m}$) de la fracción arena ($>62\ \mu\text{m}$), en todas las muestras se cuantificó la proporción de tamaño de grano (Figura 3.1 (a)). La fracción dominante en el 88 % de las muestras es la de tamaño lodo que en promedio representa el 68 %. Por otro lado, la fracción de tamaño arena aporta en promedio el 33 %. En particular, a partir de los 350 cm hay una disminución en la proporción de tamaño arena, mientras que por debajo de los 350 cm contribuye en $\sim 23\%$ y hacia la cima en un $\sim 41\%$.

3.2. Fauna de foraminíferos planctónicos

La distribución de individuos por gramo (ind/g) a lo largo del núcleo es similar a la porción de tamaño arena (Figura 3.1 (b)). En promedio hay 1756 ind/g, con un mínimo de 179 ind/g a 466 cm de profundidad y un máximo de 5876 ind/g a 115 cm. De la base del núcleo hasta 350 cm hay en promedio ~ 1645 ind/g y de los 350 cm hasta la cima hay ~ 2115 ind/g.

A lo largo de los 660 cm del núcleo, se identificaron un total de siete familias (Candeinidae, Globigerinidae, Globigerinitidae, Globorotaliidae, Hastigerinidae, Pulleniatinidae y Sphaeroidinidae), 16 géneros y 30 especies de foraminíferos planctónicos (Tabla 3.1). Según el índice de equitatividad (Shannon - Wiener) todas las muestras se consideran diversas (>0.5), pero hay una leve disminución de diversidad entre 250 a 220 cm (Figura 3.1 (c)).

Hay 16 especies más abundantes en todo el núcleo (abundancia relativa promedio $> 1\%$, Figura 3.2).

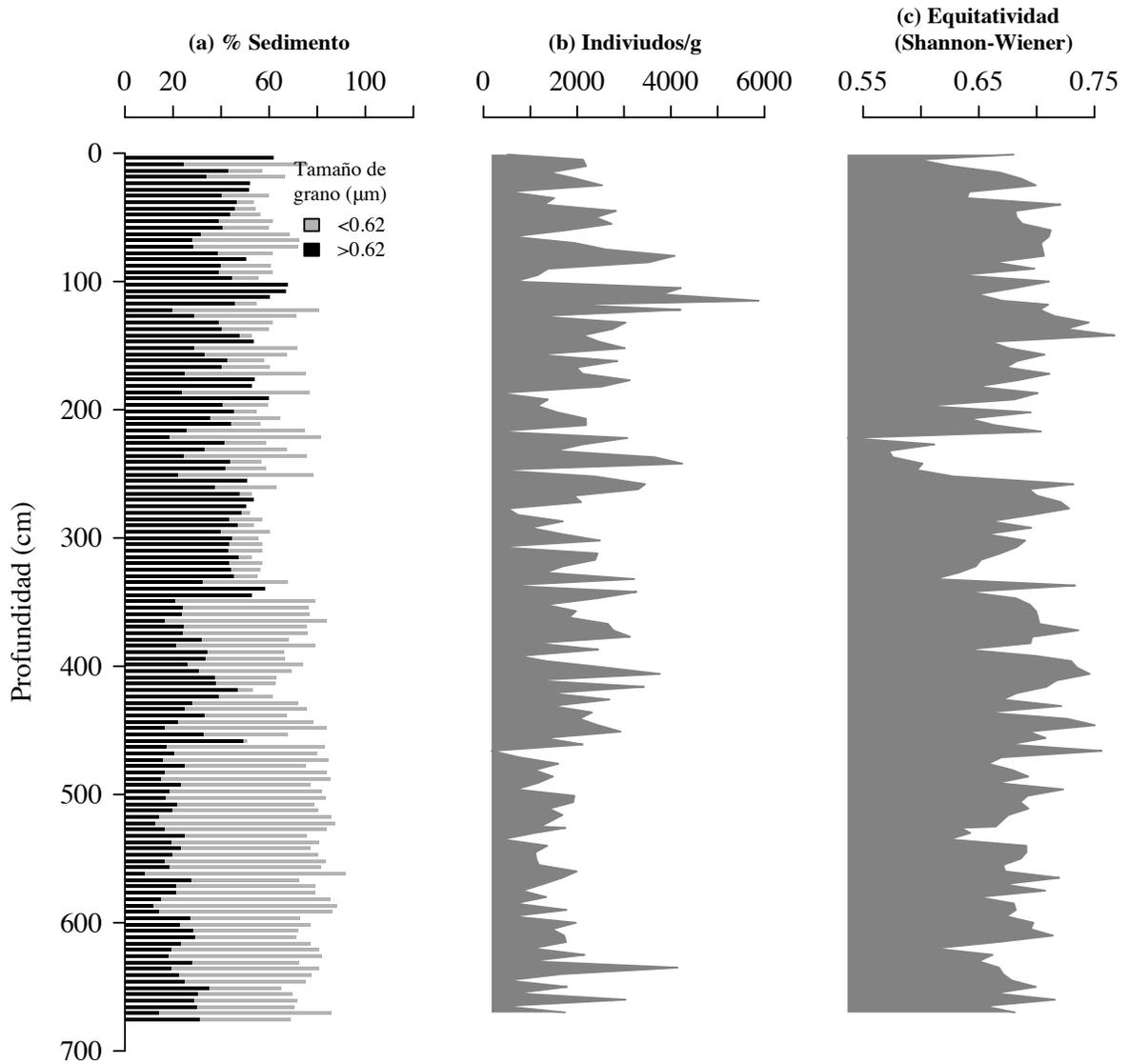


Figura 3.1: (a) Proporción de sedimento con tamaño mayor y menor a $0,62 \mu\text{m}$. (b) Individuos adulto de foraminíferos planctónicos por gramos de muestra. (c) Índice de equitatividad de Shannon - Wiener.

Tabla 3.1: Lista de especies identificadas en el núcleo junto con el promedio (%prom), el mínimo (%min), el máximo (%max) y desviación estándar (std) de su frecuencia relativa.

Especie	%prom	%min	%max	std
<i>Globigerinoides ruber</i> (d'Orbigny, 1839)	26.7	10.4	49.5	7.8
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	12.2	0.3	22.5	4.4
<i>Trilobatus sacculifer</i> (Brady, 1877)	11	2.4	26.3	4.8
<i>Orbulina universa</i> (d'Orbigny, 1839)	8.5	0	24.7	4.5
<i>Hastigerina pelagica</i> (d'Orbigny, 1839)	6	1.2	17.3	2.5
<i>Globorotalia menardii</i> (d'Orbigny in Parker, Jones & Brady, 1865)	5.6	0	20.6	5.6
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d'Orbigny, 1839)	5.2	0.3	11.3	2.3
<i>Trilobatus quadrilobatus</i> (d'Orbigny, 1846)	4.7	1.2	13.6	2.3
<i>Globigerinella siphonifera</i> (d'Orbigny, 1839)	4.6	0.9	9.1	1.8
<i>Globoconella inflata</i> (d'Orbigny, 1839)	3.1	0	14.4	3.5
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)	2.6	0	12.7	2.1
<i>Globigerina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)	1.8	0	4.7	1.2
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady 1879)	1.7	0	6.7	1.3
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)	1.6	0	6.7	1.4
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1893)	1.1	0	3.8	0.8
<i>Neogloboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961)	0.8	0	4.7	0.8
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962)	0.7	0	10.5	1
<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)	0.5	0	2.1	0.5
<i>Globigerinella obesa</i> (Bolli, 1957)	0.3	0	2	0.4
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	0.3	0	2	0.4
<i>Candeina nitida</i> (d'Orbigny, 1839)	0.2	0	2.3	0.4
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	0.1	0	6.2	0.7
<i>Beella digitata</i> (Brady, 1879)	0.1	0	1.3	0.2
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones, 1865)	0.1	0	0.9	0.1
<i>Globigerinita parkerae</i> (Loeblich & Tappan, 1957)	0.1	0	1	0.2
<i>Sphaeroidina bulloides</i> (d'Orbigny in Deshayes, 1828)	0.1	0	1.9	0.2
<i>Globigerina umbilicata</i> (Orr & Zaitzeff, 1971)	0	0	0.2	0
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)	0	0	0.9	0.1
<i>Globoturborotalita rubescens</i> (Hofker, 1956)	0	0	0.9	0.1
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker, 1958)	0	0	0.3	0

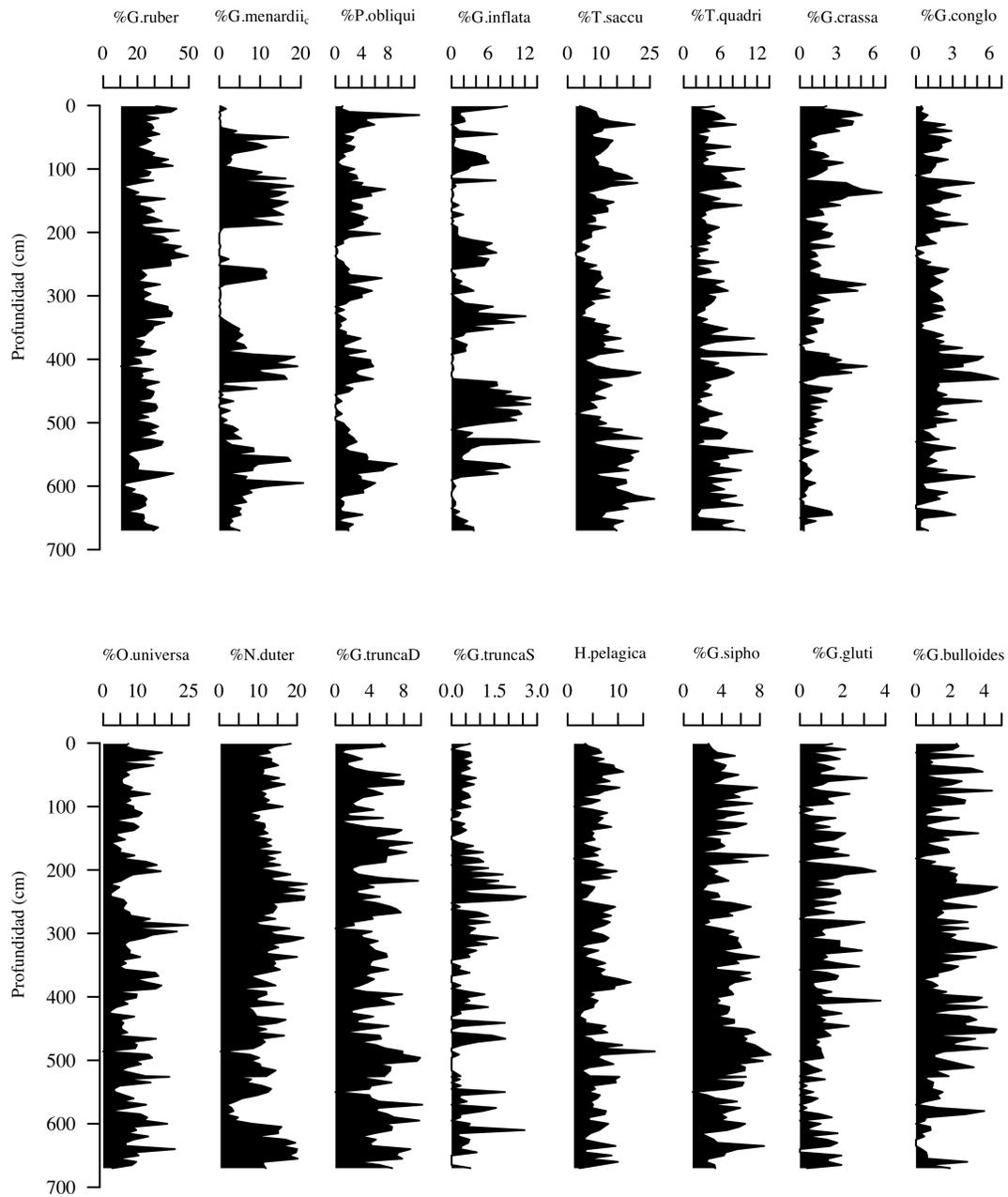


Figura 3.2: Frecuencia relativa (%) de las principales especies de foraminíferos planctónicos (>1%) en función de la profundidad.

La especie *G. ruber* es la especie dominante en toda la secuencia sedimentaria (27.9% en promedio) y particularmente sigue una distribución opuesta a la del índice de equitatividad. Después de *G. ruber*, las siguientes especies más abundantes son *N. dutertrei*, *T. sacculifer* y *O. universa* que juntas contribuyen en promedio con el 30.2%. El resto de las especies más abundantes suman en promedio 38.0%, por lo tanto, las especies poco abundantes (abundancia relativa promedio < 1%) tan sólo representan el 3.3% en conjunto.

Algunas especies muestran patrones de abundancia relativa que se repiten frecuentemente a lo largo del núcleo. Las dos especies que destacan por sus contrastantes variaciones son *G. menardii_c* y *G. inflata* que en suma representan, en promedio, el 8.7% del total de las especies. En ambas, cada máximo relativo le prosigue una desaparición temporal hasta el próximo máximo y así sucesivamente. *G. menardii_c* tiene cinco máximos relativos (~50, 150, 280, 410 y 580 cm) con mínimos entre cada uno. De manera semejante, pero atenuada, se comportan las especies *P. obliquiloculata*, *G. conglobatus* y *G. crassaformis*. En cambio, con excepción de los últimos 100 cm, la especie *G. inflata* tiene sus máximos relativos coincidentes con los mínimos de *G. menardii_c* (~100, 220, 340 y 480 cm). Simultáneamente, *G. bulloides* sigue este patrón pero con mayor variabilidad. Cabe señalar que otras fluctuaciones notorias son: (1) la distribución de la especie *T. sacculifer* que es afín a la de *T. quadrilobatus*; y (2) que desde los 500 cm de profundidad hasta la cima, *O. universa* se distribuye de manera antagónica a *N. dutertrei*.

Hay especies cuya tendencia general disminuye o aumenta a lo largo del núcleo. La especie con la tendencia más acentuada es *G. crassaformis* que incrementa su abundancia relativa a la cima del núcleo (Figura 3.3). De manera más sutil, *G. ruber* también incrementa a la cima. El caso contrario sucede para *G. truncatulinoides* D (dextral). Finalmente *G. siphonifera*, *H. pelagica* y *G. glutinata* no muestran un patrón claro de variación.

3.3. Bioestratigrafía

A partir de la distribución de las especies *G. ruber*, *G. menardii_c*, *P. obliquiloculata*, *G. inflata*, *G. crassaformis* y *G. truncatulinoides* se limitaron las zonas según la profundidad del núcleo (Figura 3.3). Con base a los trabajos de Kennett & Huddleston (1972) y Martin et al. (1990), se distinguieron cuatro zonas (V, W, X e Y) que sucedieron durante el Pleistoceno Tardío en el Golfo de México.

La base del núcleo EN032-18PC esta relacionada con la zona V, en específico, en la subzona V2. La secuencia sedimentaria inicia con un máximo atenuado de la especie *G. menardii_c* y un aumento hacia la cima de *G. inflata*. El límite V1/V2 se encontró alrededor de los 430 cm cuando aumenta abruptamente *G. menardii* y disminuye de la misma manera *G. inflata*. Alrededor de los 270 cm de profundidad empiezan a disminuir las especies *G. menardii_c* y *P. obliquiloculata*, así mismo, aumentan las proporciones de *G. inflata* y *G. truncatulinoides*, este patrón corresponde al límite V/W. Dicho comportamiento se mantiene

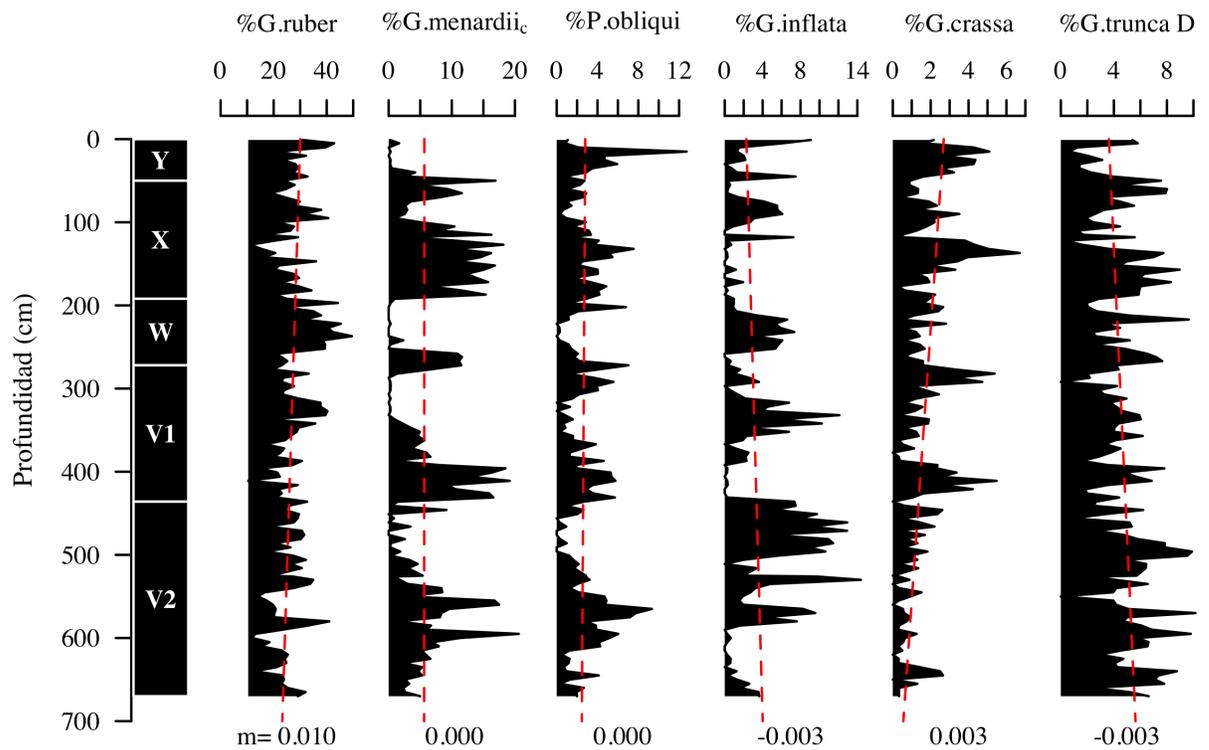


Figura 3.3: Abundancia relativa de las especies bioestratigráficas: *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia menardii* (complejo), *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globoconella inflata*, *Globorotalia crassaformis* y *Globorotalia truncatulinoides* (Dextral). La línea roja representa la línea de tendencia de cada especie con su respectiva pendiente (m).

hasta el siguiente límite W/X donde alrededor de los 190 cm, se observa que aumentan abruptamente las frecuencias de *G. menardii*_c y *P. obliquiloculata*, desaparece *G. inflata*, disminuye *G. truncatulinoides* y además hay un aumento de *G. conglobatus*.

En general, *G. menardii*_c, *P. obliquiloculata* y *G. truncatulinoides* se presentan consistentemente hasta los 50 cm donde disminuyen abruptamente y en particular, a los 100 cm de profundidad ambas tienen un mínimo. La especie *G. crassaformis* tiene un comportamiento similar pero atenuado y al alcanzar los 50 cm vuelve a aumentar. Por el contrario, durante este periodo (entre los 190 a 50 cm), *G. inflata* es predominantemente escasa en abundancia, con excepción de los 100 cm donde tiene un máximo. Es decir, alrededor de los 50 cm se encuentra el límite X/Y y el resto del núcleo coincide con la zona Y. A diferencia de las demás zonas, nuestras observaciones de la zona Y no corresponden en su totalidad a la descripción encontrada en la literatura, a pesar de que coincide la ausencia *G. menardii*_c, hay altas frecuencias de *P. obliquiloculata* y *G. crassaformis*.

3.4. Curva de $\delta^{18}\text{O}$

Los límites de los estadios isotópicos marinos (MIS) del núcleo EN032-18PC fueron delimitados al compararlo tanto con la curva de $\delta^{18}\text{O}$ de los registros LR04 de Lisiecki & Raymo (2005), como los núcleos ODP 999A (Martinez et al., 2007) y MD02-2575 (Nürnberg et al., 2008) (Figura 3.4). Los primeros tres MIS (9, 8 y 7) fueron identificados en el núcleo EN032-18PC porque siguen el patrón esperado en comparación con el resto. Es decir, el registro inicia con un máximo de $\delta^{18}\text{O}$, alrededor de los 280 ka (miles de años) tienen un mínimo, le sigue un aumento abrupto en los ~250 ka y tienden a disminuir lentamente hasta los ~170 ka. A partir de los ~170 ka, el registro de $\delta^{18}\text{O}$ vuelve a aumentar abruptamente (límite MIS 7-6), pero a diferencia de los demás núcleos, el EN032-18PC no disminuye tan notoriamente.

Por el contrario, el resto del núcleo no se comporta siguiendo el patrón esperado, pero los horizontes los hemos marcado usando como referencia a la bioestratigrafía y las edades asignadas para cada zona. La alta variabilidad y tendencia diferente, en comparación de los otros registros de $\delta^{18}\text{O}$, puede deberse a una diagénesis temprana, hay evidencia fotográfica y geoquímica que muestran los poros de los foraminíferos planctónicos con tamaño reducido, así como arcillas adheridas a las suturas, poros y aperturas de algunos especímenes (Rivera-Mora, 2022). A pesar de las perturbaciones, fue posible definir los estadios isotópicos del núcleo al utilizar ambas técnicas, la curva de $\delta^{18}\text{O}$ y la bioestratigrafía, los cuales abarcan seis MIS (9, 7, 6, 5 y 4), correspondientes a tres interglaciales (9, 7 y 5) y tres glaciales (8, 6 y 4).

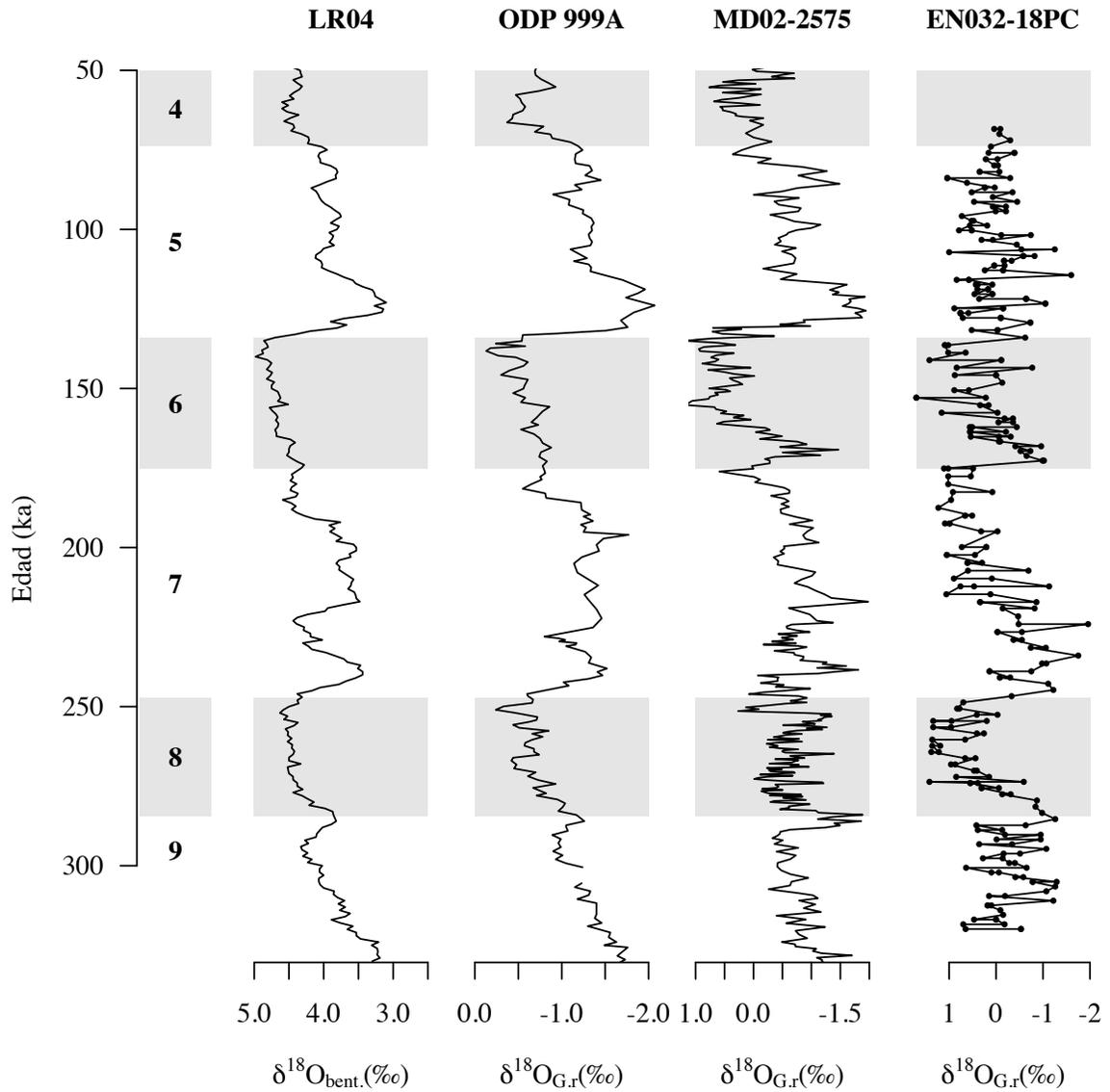


Figura 3.4: Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ de los registros LR04 de Lisiecki & Raymo (2005) y los núcleos ODP 999A (Martinez et al., 2007), MD02-2575 (Nürnberg et al., 2008) y EN032-18PC. Las franjas marcan los estadios isotópicos marinos.

Tabla 3.2: Análisis Multivariado de Factores (F1, F2, F3 y F4 corresponden a los Factores 1, 2, 3 y 4 respectivamente).

	Eigenvalores	% varianza			
F1	107.0	78.7			
F2	10.5	7.7			
F3	5.1	3.8			
F4	4.1	3.0			

	F1	F2	F3	F4
<i>G. ruber</i>	3.32	1.08	0.12	0.55
<i>G. menardii</i>	-1.26	3.05	-1.04	-0.28
<i>P. obliquiloculata</i>	-0.56	-0.09	-0.18	-0.13
<i>G. inflata</i>	0.67	-1.33	-0.55	-0.49
<i>T. sacculifer</i>	-0.86	-0.38	0.34	3.25
<i>T. quadrilobatus</i>	-0.30	-0.53	-0.47	1.04
<i>G. crassaformis</i>	-0.23	-0.31	-0.42	-0.47
<i>G. conglobatus</i>	-0.25	-0.19	-0.49	-0.51
<i>O. universa</i>	-0.69	-0.01	3.16	-0.96
<i>N. dutertrei</i>	0.43	0.78	1.19	0.48
<i>G. truncatulinoides (D)</i>	-0.08	0.38	-0.21	-0.57
<i>G. truncatulinoides (S)</i>	-0.20	-0.74	-0.59	-0.36
<i>H. pelagica</i>	0.02	-0.18	0.42	-0.37
<i>G. siponifera</i>	0.01	-0.28	0.04	-0.32
<i>G. glutinata</i>	-0.10	-0.68	-0.58	-0.40
<i>G. bulloides</i>	0.10	-0.57	-0.72	-0.47

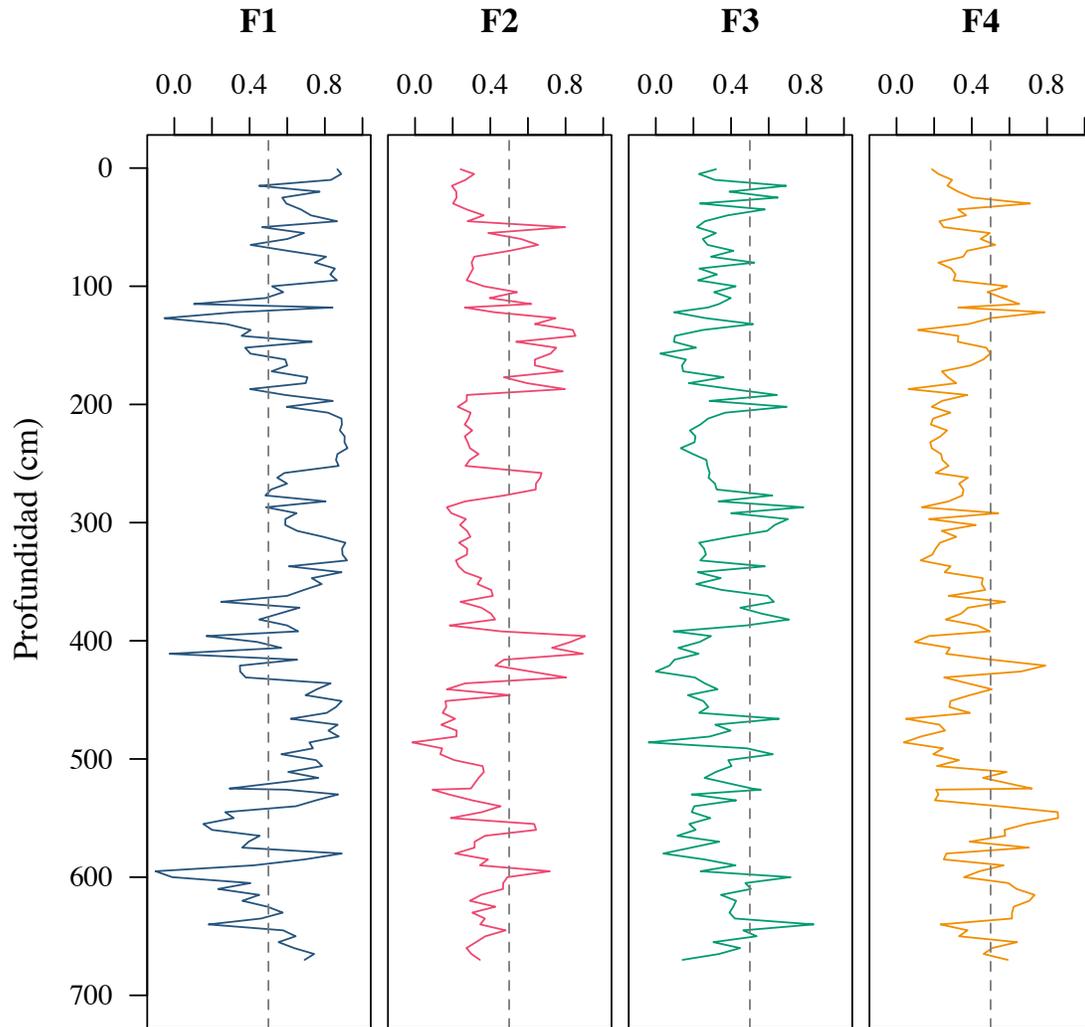


Figura 3.5: Estimación de las cargas de los factores que proveen en resumen la variabilidad de las especies de foraminíferos planctónicos en el núcleo. La línea punteada divide las cargas máximas (>0.5) de las mínimas (<0.5).

3.5. Análisis por Factores

A partir del análisis de factores encontramos cuatro significativos que describen el 93.2% de la varianza acumulada (Tabla 3.2). La carga de los factores evidencia las especies con preferencias ecológicas similares (valores > 1) o antagónicas (valores < -1). En el Factor 1 se explica el 78.7% de la varianza, donde las especies cuyo valor positivo más alto es el de *G. ruber* y el valor negativo más bajo es el de *G. menardii*_c. El Factor 2 explica el 7.7% de la varianza y las especies con valores semejantes positivos son *G. menardii*_c y *G. ruber*, mientras que *G. inflata* tiene valor negativo. En el Factor 3, tenemos dos especies en un grupo positivo: *O. universa* y *N. dutertrei*, que están en oposición con *G. menardii*_c. Por último, en el Factor 4, sólo hay valores positivos significativos para *T. sacculifer* y *T. quadrilobatus*.

Considerando los valores de carga importantes mayores a 0.5 podemos observar diferentes patrones en cada factor (Figura 3.5). El Factor 1 es aquel que se distribuye más extensamente de los cuatro factores, es decir, entre los siguientes intervalos: ~ 670 a 645 , 540 a 430 , 360 a 200 y 100 al final del núcleo. En cambio, el Factor 2 comienza con aumentos puntuales a los ~ 600 , 560 y 430 cm, después domina en los intervalos entre ~ 410 a 400 , 270 a 260 y 190 a 105 cm y tiene otros dos aumentos puntuales en ~ 65 y 50 cm. El Factor 3 se distribuye principalmente de aumentos puntuales (~ 640 , 600 , 525 , 530 , 460 , 335 , 200 , 190 , 35 , 25 y 15 cm) y sólo tiene un intervalo de importancia de ~ 307 a 207 cm. Finalmente, el Factor 4 está presente desde el inicio del núcleo hasta ~ 510 cm con bastante variabilidad, después se distribuye puntualmente en ~ 420 y 120 cm, en seguida en un intervalo corto de ~ 115 a 100 y por último otro aumento puntual en ~ 30 cm.

Capítulo 4

Discusión

A partir de las especies bioestratigráficas *G. inflata* y *G. menardii*, en conjunto con la curva de $\delta^{18}\text{O}$, se estableció la cronobioestratigrafía del núcleo. Después, según la ecología de las especies se definió la tendencia ambiental de cada factor y luego, se reconstruyó la paleoceanografía en el Golfo de México en consideración del sitio de recolección del núcleo. Por último, se compararon nuestros hallazgos con otras reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas.

4.1. Cronobioestratigrafía

Para establecer las edades del núcleo EN032-18PC por interpolación lineal a partir de la bioestratigrafía y la distribución de la curva de $\delta^{18}\text{O}$ se obtuvieron ocho puntos de anclaje (Tabla 4.1, Figura 4.2). Esto se hizo con base a la distribución de las especies bioestratigráficamente importantes, *G. menardii*_c y *G. inflata*, y la curva de $\delta^{18}\text{O}$ que además comparamos con los núcleos ODP 999A y 625B (Figura 4.1).

Se estima la edad de la base del núcleo en los 319 ka y en la cima de 68 ka, mientras que las tasas de sedimentación varían entre 2.02 y 3.37 cm/ka. En la misma región del canal de Yucatán a profundidades similares se han registrado varios núcleos con edades de sedimento superficial bastante antiguas (entre 2 y 162 ka) y con similares bajas tasas de sedimentación (Brunner, 1984; Díaz-Asencio et al., 2020). La baja tasa de sedimentación puede ser producto no sólo del reducido transporte de sedimento característico de la península de Yucatán, sino también porque al encontrarse el núcleo por debajo de la posición media de la corriente de Lazo esta previene la acumulación neta de sedimento (Brooks et al., 2020; Díaz-Asencio et al., 2020). La baja tasa de sedimentación implica una acumulación lenta y gradual, lo que podría provocar que en las zonas de talud se potenciaran eventos de flujos gravitacionales o corrientes de turbidez, que ya han sido reportados en la zona (Brunner, 1982). A pesar de lo anterior, consideramos que, si bien la parte superior del núcleo no fue recuperada, el resto de la secuencia se preservó adecuadamente para poder realizar una reconstrucción paleoceanográfica. Ningún otro registro basado en foraminíferos planctónicos ha reconstruido el intervalo de tiempo estudiado. Entonces, aunque no

tenemos otros registros para comparar con el núcleo EN032-18PC en el Golfo de México, consideramos que el marco cronológico es congruente y no presenta hiatos. Lo anterior se apoya en que ni las tasas de sedimentación, ni la interpolación lineal y ni los patrones reconstruidos parecen mostrar alteraciones en la secuencia.

Tabla 4.1: Estimación de la edad y tasas de sedimentación del núcleo EN032-18PC a partir de la correlación con el núcleo ODP 999A. (Martinez et al., 2007).

Bio - MIS EN032-18PC	Profundidad EN032-18PC (cm)	Edad ODP 999A (ka)	Profundidad ODP 999A (m)	Tasa de Sedimentación EN032-18PC (cm/ka)
Y - 4	1	68	3.08	
Y - 5	40	83	3.66	2.53
X/W - 5	192	129	5.29	3.35
W - 6	252	157	6.36	2.12
V1 - 6	302	172	6.88	3.32
V1/V2 - 7	436	238	8.82	2.02
V2 - 9	580	287	11.06	2.56
V2 - 9	670	319	12.40	3.37

4.2. Señal geoquímica de la curva de $\delta^{18}\text{O}$

La curva de $\delta^{18}\text{O}$ no se utilizó para interpretar cambios en la temperatura superficial, sino sólo como auxiliar al limitar los puntos de anclaje del marco cronológico debido a evidencias de diagénesis temprana encontradas en el estudio de Rivera-Mora (2022). A partir de observar imágenes de microscopía electrónica de barrido en las testas de los foraminíferos planctónicos, encontraron una reducción de los poros (*infilling*), patrones poligonales entre poros, engrosamiento de las paredes de las testas y una muy baja alteración de la estructura de la pared, que son características típicas de una alteración diagenética temprana nombrada sobre-crecimiento (*overgrowth*). La diagénesis temprana pudo haber afectado la señal geoquímica del $\delta^{18}\text{O}$, lo cual explicaría el intervalo y grado de variabilidad no coincidente con otros registros en la región. Sin embargo, no encontraron disolución importante en las testas, siendo la morfología básica para establecer la taxonomía de las especies, implica que tanto la identificación de cada una de las especies, como su proporción se mantienen confiables. Otra evidencia que sugiere que la diagénesis temprana no afectó la preservación de los organismos, es que la diversidad de las especies se mantiene relativamente invariable en todo el núcleo, como podemos observar en los valores de equitatividad de la Figura 3.1 (Berger, 1979). Por estas razones, consideramos no utilizar la señal geoquímica del $\delta^{18}\text{O}$ para interpretar información paleoambiental, pero sí consideramos la determinación y conteo de las especies de foraminíferos planctónicos confiable.

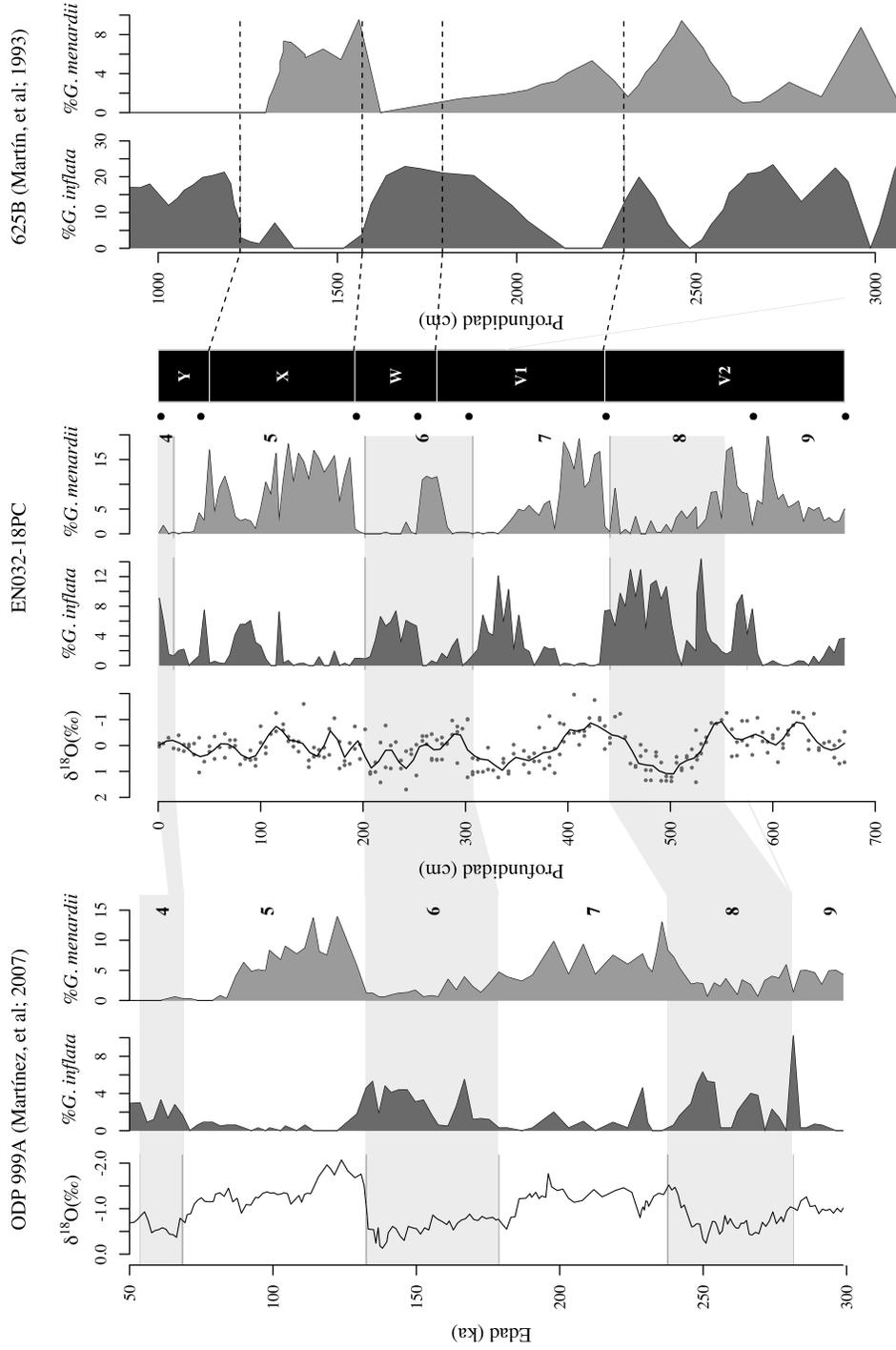


Figura 4.1: Cronioestratigrafía del núcleo en consideración de la curva de $\delta^{18}O$ y la frecuencia relativa (%) de las especies bioestratigráficas: *Globobulimina inflata* y el complejo *Globobulimina menardii*. En acoplamiento a los núcleos 999A (Martínez et al., 2007) a la izquierda y 625B (Martín et al., 1993) a la derecha. Los estadios isotópicos marinos (MIS) están marcados de color oscuro aquellos que corresponden con los glaciales y de color claro a los interglaciales. La barra oscura muestra las zonas (Y, X, W, V1 y V2) y a su lado están marcados los puntos de anclaje utilizados en el marco cronológico.

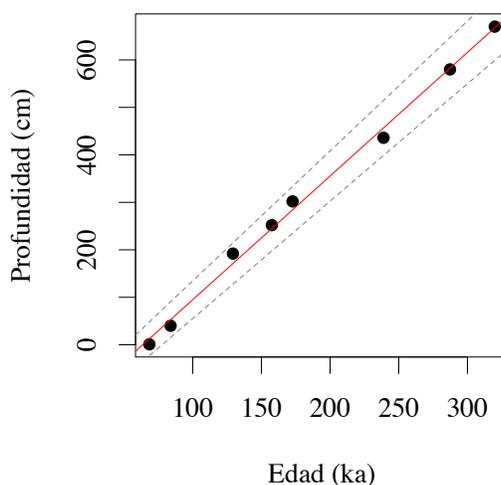


Figura 4.2: Marco cronológico del núcleo EN032-18PC con $R^2 = 0,996$. Los puntos corresponden a los puntos de anclaje, la línea sólida roja a la regresión lineal y las líneas punteadas al intervalo de confianza.

4.3. Condiciones ambientales de las masas de agua superficiales

A partir de los factores resultantes del análisis multivariado y los patrones ecológicos de los foraminíferos planctónicos (Figura 4.3), podemos sugerir que existen cuatro escenarios paleoceanográficos para el Golfo de México a lo largo de los MIS 9-4 (Figura 4.4): el primero se le asocia con los periodos fríos en el Golfo de México, el segundo con un calentamiento rápido, el tercero con la transición entre climas fríos y cálidos, y el cuarto se le vincula a condiciones cálidas persistentes.

4.3.1. Factor 1. Escenario de condiciones frías

Las cargas más altas de este factor están presentes en la mayor parte del núcleo, especialmente durante los periodos glaciales y al finalizar los periodos interglaciales. Se distingue por los valores positivos de *G. ruber* y negativos de *G. menardii*. La especie *G. ruber* es un foraminífero espinoso, herbívoro, que habita en profundidades someras (de 0 a 65 m) de aguas tropicales a subtropicales (Bé & Hamlin, 1967; Tolderlund & Bé, 1971; Bé, 1982; Hemleben et al., 1989). Se le ha observado en masas de agua con temperaturas superficiales entre 13.3 a 29.5 °C y con óptimos por encima de los 21 °C, también es abundante en un amplio intervalo de salinidad (desde 35.75 hasta 36.63 ‰) (Tolderlund & Bé, 1971); además, es un contribuyente importante de zonas oligotróficas (Bé, 1982). Es decir, los intervalos de temperatura, salinidad y disponibilidad de alimento en el Golfo de México coinciden con las preferencias ambientales óptimas de *G. ruber*, razón por lo cual, es la especie más abundante y biológicamente exitosa en la mayor parte del golfo.

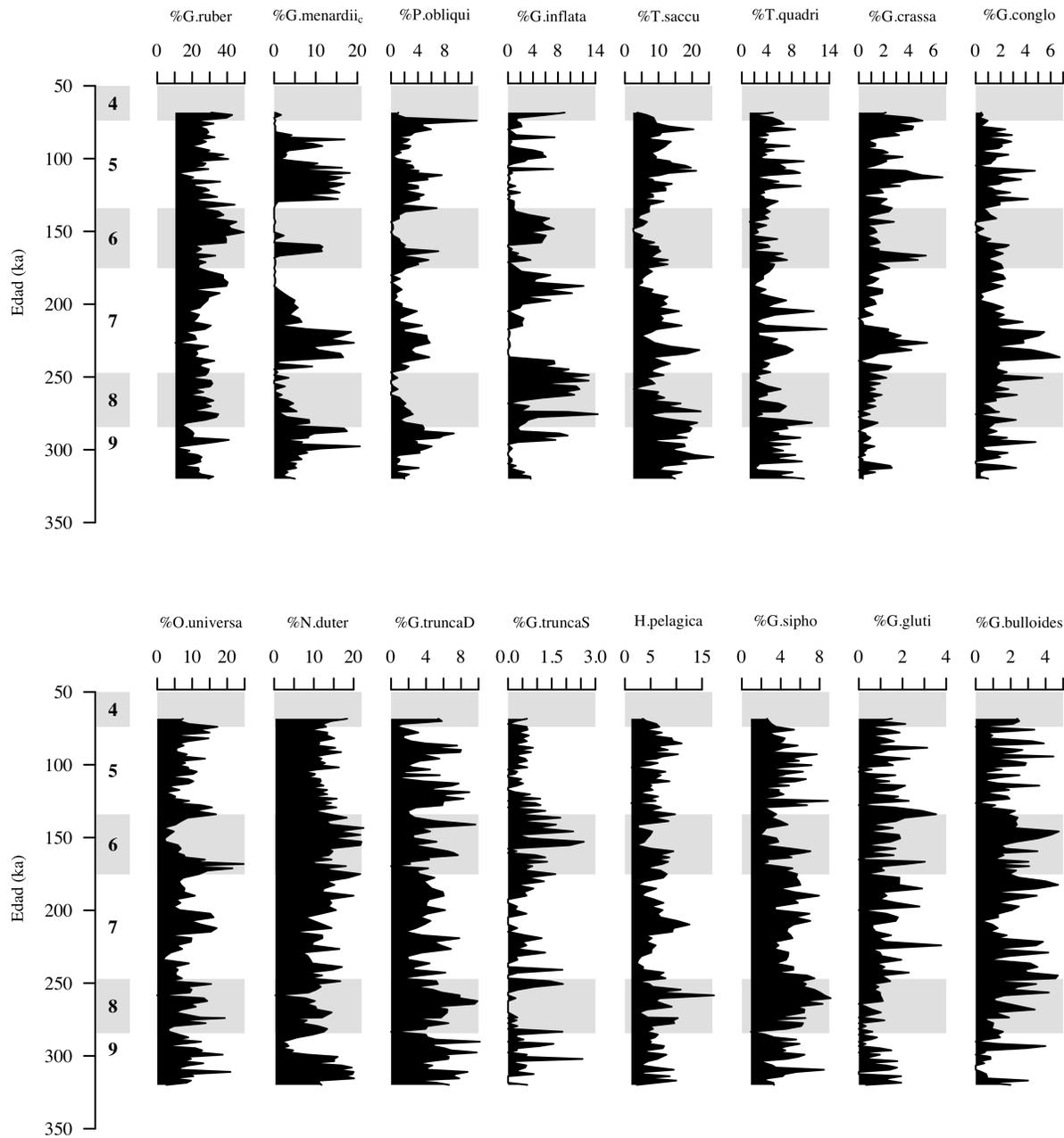


Figura 4.3: Frecuencia relativa (%) de las principales especies de foraminíferos planctónicos (>1%) en función de la edad. Las sombras corresponden con los estadios isotópicos marinos.

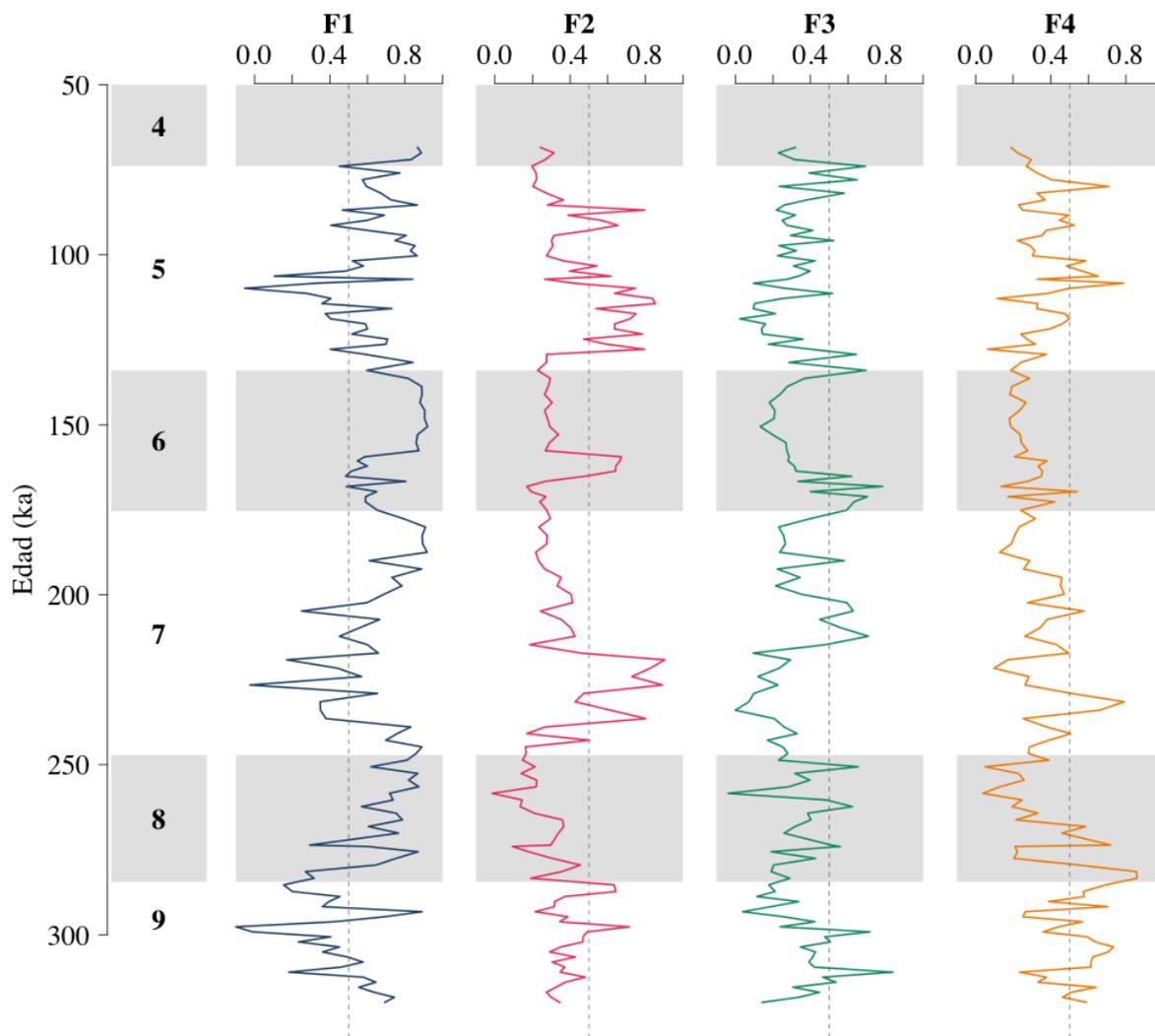


Figura 4.4: Distribución de las cargas de los factores. Las sombras corresponden con los estadios isotópicos marinos y la línea punteada divide las cargas máximas (>0.5) de las mínimas (<0.5).

Los valores de las cargas del Factor 1 disminuyen en los intervalos de tiempo que corresponden a los interglaciales. Probablemente la frecuencia relativa de *G. ruber* merma en los interglaciales, no porque la especie se ve afectada por las aguas oligotróficas, sino porque hay otras especies que aumentan su abundancia y distribución al ser capaces de conseguir alimento a mayores profundidades. Aunque hay cambios de disponibilidad de alimento en las aguas superficiales del Golfo de México, sigue siendo una región de baja productividad, por lo que no creemos que la abundancia de alimento es la principal causa que controla este factor, sino las relaciones ecológicas con otras especies más competitivas (Herguera García et al., 2001). Tomando en consideración que la especie negativa del factor es *G. menardii*, la cual es característica de zonas estratificadas y habitante de la termoclina (ver sección 4.3.2), efectivamente dominan especies más profundas durante estos periodos.

En resumen, siendo el Factor 1 el que explica la mayor varianza de la frecuencia relativa de las especies, quiere decir que la población se ve principalmente afectada por la profundidad de la capa de mezcla. Por la distribución de las cargas, este factor representa un escenario donde predominan las aguas frías y una capa de mezcla profunda que actualmente es típica de una corriente de Lazo débil.

4.3.2. Factor 2. Escenario de calentamiento rápido

Este factor tiene cargas en los interglaciales MIS 9 (297 y 286 ka), MIS 7 (236 a 220 ka) y MIS 5 (127 a 103 y 92 a 86 ka), además tiene un aumento en los glaciales MIS 8 (280 a 278 ka) y MIS 6 (163 a 159 ka). Las especies con valores positivos son *G. menardii_c* y *G. ruber*, y con valores negativos *G. inflata*.

Las especies *G. menardii_c* y *G. inflata* son especies no-espinosas y herbívoras que prefieren ambientes eutróficos. Sin embargo, *G. menardii_c* es una especie tropical-subtropical que con excepción de la Corriente del Golfo, generalmente no se encuentra en el Atlántico Norte (Bé & Hamlin, 1967). Prefiere profundidades mayores a 60 m asociadas a la profundidad de la termoclina, pero en su ontogenia tardía descendiendo gradualmente a mayores profundidades (Tolderlund & Bé, 1971). Se presenta en temperaturas entre 17.2 a 29.5 °C y salinidades desde 35.75 a 36.63 ‰. Por lo contrario, la especie *G. inflata* prefiere aguas más frías y frecuentemente se le asocia con aguas ricas en diatomeas típicas de zonas subtropicales a subpolares en la región del Atlántico Norte (Bé & Hamlin, 1967). Se distribuye generalmente en temperaturas entre 10.4 a 19.9 °C, pero tiene su máximo de frecuencia entre 10.6 y 17.3 °C, además que prefiere salinidades de 35.87 a 36.5 ‰ (Tolderlund & Bé, 1971). Es decir, *G. menardii_c* y *G. inflata* tienen una distribución antagónica en todo el registro fósil (Figura 3.2 y 4.1) debido a que sus máximos de abundancia corresponden con el máximo y el mínimo del intervalo de temperatura en el Golfo de México. Esta observación coincide con trabajos previos en la zona de estudio, misma razón por la que estas especies ya habían sido empleadas como determinantes bioestratigráficos a escala glacial-interglacial (ej. Kennett & Huddleston, 1972; Arellano-Torres & Machain-Castillo, 2017). En particular, los máximos de las cargas del factor coinciden con máximos relativos de la reconstrucción de temperatura superficial en el mar Caribe (Martinez et al., 2007). Por estas razones y considerando los valores de las especies para

el Factor 2, podemos concluir que la distribución de las cargas corresponden con los periodos donde la estratificación de la columna de agua y la somerización de la termoclina resultan ser la condición dominante.

4.3.3. Factor 3. Escenario de transición entre condiciones frías y cálidas

Las cargas del factor se encuentran en tres tipos de transiciones: (1) en las transiciones glacial-interglacial de MIS 7/MIS 6 (175 a 165 ka), MIS 6/MIS 5 (134 a 129 ka) y MIS 5/MIS 4 (80 a 73 ka); (2) durante los interglaciales MIS 9 (311 y 299 ka) y MIS 7 (220 a 208 ka); y (3) excursiones puntuales en el glacial MIS 8 (273, 262 y 252 ka). Las especies del factor con valores positivos son *O. universa* y *N. dutertrei*, y con valores negativos está *G. menardii*.

La especie *O. universa* es el organismo planctónico más comúnmente encontrado en latitudes medias ($\sim 45^\circ \text{S}$ y 45°N) (Bé et al., 1973). Es una especie espinosa con tendencia carnívora que habita en profundidades intermedias de la zona eufótica (~ 65 s 85 m) (Bé, 1982). Tiene su óptimo de abundancia en temperaturas de 18.2 a 29.5°C y salinidades de 35.75 a 36.63 ‰ (Tolderlund & Bé, 1971). Por otro lado, *N. dutertrei* es una especie no-espinosa de aguas subtropicales a tropicales que se caracteriza por encontrarse a profundidades someras (0 a 65 m), aunque tiene adaptaciones a aguas más profundas (Jones, 1966; Bé, 1982). Habita en aguas de 18 a 27°C con salinidad de 35.75 a 36.63 ‰ y al ser una especie principalmente herbívora, prolifera en afloramientos fitoplanctónicos (Tolderlund & Bé, 1971; Bé, 1982). Tanto *O. universa* como *N. dutertrei* se caracterizan por ser abundantes en grandes sistemas de corrientes y en regiones de afloramientos o surgencias cerca de los márgenes continentales (Tolderlund & Bé, 1971).

Es decir, ambos organismos necesitan de sistemas intensos de corrientes y abundante alimento. Estas condiciones se cumplen en la zona de estudio cuando la temperatura superficial del agua se encuentra en transición entre los límites de un estadio isotópico frío y uno cálido. Como consecuencia, la temperatura del agua superficial no es tan baja como para retraer la excursión de la corriente de Lazo, y no es tan alta para limitar la mezcla de la masa de agua CSW dentro del Golfo de México. Esta hipótesis se ve apoyada por la aparición de valores negativos de la especie *G. menardii* que se encuentra en ambientes estratificados y muy cálidos. Además, al comparar las cargas del Factor 3 con la reconstrucción de temperatura de Nürnberg et al. (2008) al norte del Golfo de México, se observa que las cargas máximas del factor se expresan preferentemente cuando la temperatura llega a su promedio (26°C) durante una inflexión o transición climática.

4.3.4. Factor 4. Escenario de condiciones cálidas persistentes

El factor tiene cargas en los interglaciales MIS 9 (319, 315, 309 a 300, 296 y 291 ka), MIS 7 (236 a 229 ka) y MIS 5 (110 a 102, 91 a 88 y 80 ka), además aparece en el glacial MIS 8 (288 a 279 y 273 a 268 ka). Tienen valores positivos de *T. sacculifer* y *T. quadrilobatus*. Aunque oficialmente se considera

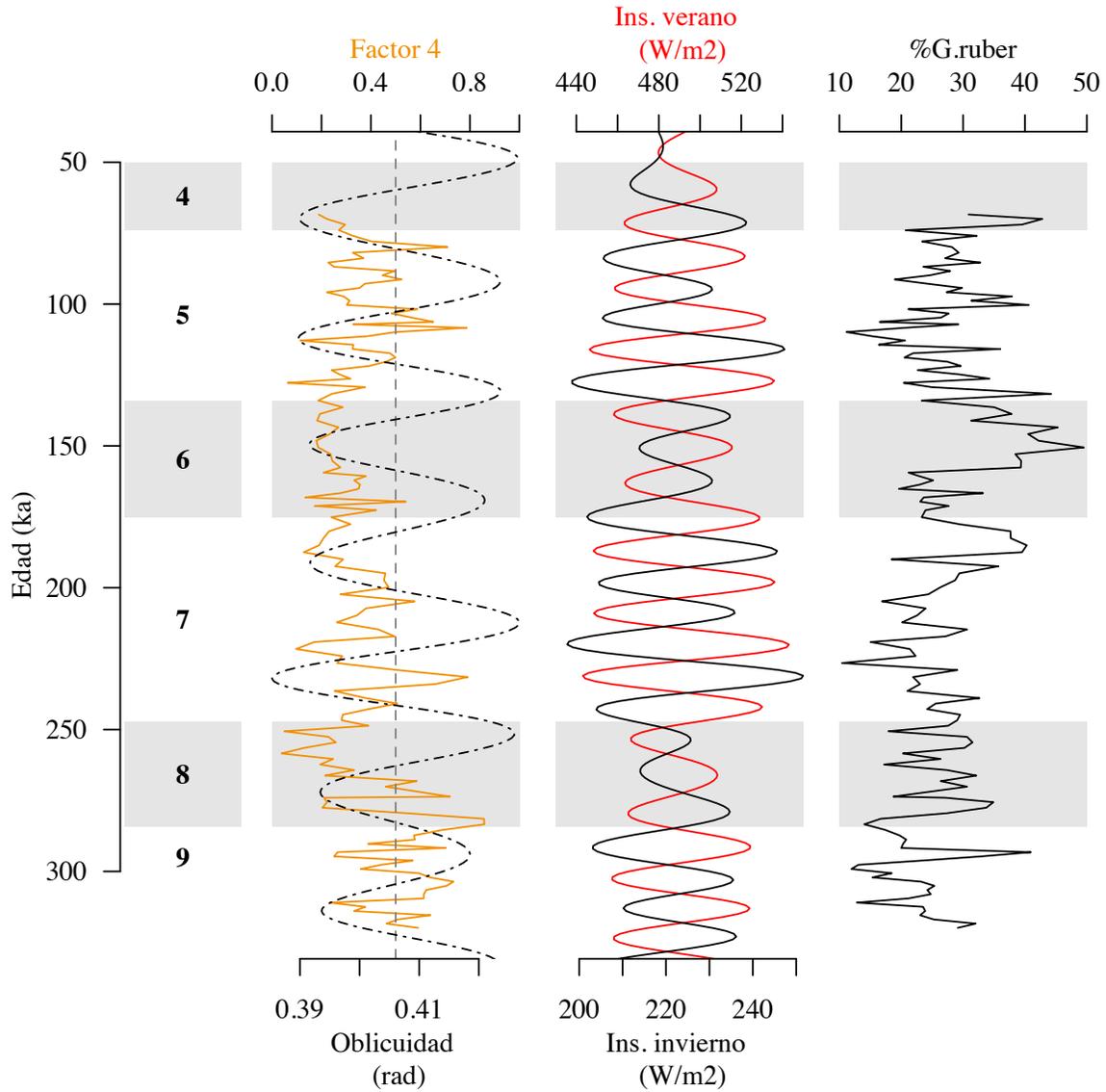


Figura 4.5: Comparación de la distribución de cargas del Factor 4 (línea sólida verde) con la oblicuidad (línea punteada negra) de la eclíptica, la Insolación de verano (línea sólida roja), la Insolación de invierno (línea sólida negra) y la abundancia relativa de las especies *Globigerinoides ruber* (línea sólida negra).

a *T. sacculifer* y *T. quadrilobatus* especies distintas, se debate la posibilidad de que ambas especies sean biológicamente la misma, lo que no sorprende que tengan nichos ecológicos similares (André et al., 2013; Poole & Wade, 2019).

La especie *T. sacculifer* es la especie dominante en la región ecuatorial de todos los océanos. Prefiere aguas superficiales (0 a 65 m) y tiene intervalos de temperatura y salinidad similares a *G. ruber*, pero *G. sacculifer* alcanza su óptimo de abundancia en temperatura y salinidad con valores más altos (mayor a 22.1 °C y 36.43‰) en aguas tropicales (Tolderlund & Bé, 1971; Bé, 1982). Las condiciones antes mencionadas la han hecho una especie exitosa en el mar Caribe, más aún, su abundancia relativa se le relaciona con la entrada de CSW al Golfo de México, y en consecuencia, se le ha considerado como un indicador de la intensidad de la corriente de Lazo (Brunner, 1982; Poore et al., 2003).

Al comparar el Factor 4 con parámetros orbitales y biológicos, encontramos diferentes patrones de coincidencia (Figura 4.5). Los máximos de las cargas del Factor 4 suceden en mínimos de la oblicuidad de la eclíptica, es decir, cuando las diferencias ambientales entre las estaciones del año son menores. Esta observación es consistente con estudios previos donde concluyeron que *T. sacculifer* tiene preferencias por las masas de agua que experimenten poca estacionalidad, la cual se refiere a que existen pequeñas diferencias entre estaciones (i.e., veranos o inviernos moderados), como se observa en los registros de temperatura superficial del mar (Hilbrecht, 1996). Además, las cargas también coinciden con máximos de insolación durante el verano, que favorecen la versión extendida de la corriente de Lazo con un aumento de la temperatura, con lo que, podemos sugerir que durante estos periodos la corriente de Lazo tuvo una mayor intrusión.

En el trabajo de Poore et al. (2003) se menciona que la abundancia relativa de *T. sacculifer* está relacionada al transporte del CSW al Golfo de México, de modo que una mayor abundancia relativa implicaría un mayor transporte. Por último, aunque en general el Golfo de México es oligotrófico, hemos reconocido a la especie *G. ruber* por aumentar en periodos con mayor productividad primaria (ver sección 4.3.1), como las cargas del Factor 4 se encuentran en el mínimo de abundancia relativa de esta especie, se infiere que hubo menor productividad superficial en el Golfo de México (Hilbrecht, 1996). En conclusión, las cargas máximas del Factor 4 se interpretan como aquellos periodos donde la temperatura superficial del mar fue alta, hubo baja productividad y la corriente de Lazo fue intensa la mayor parte del año.

4.4. Evolución paleoceanográfica del Golfo de México

La reconstrucción de la paleoceanografía en el oriente del Golfo de México de finales del MIS 9 a principios del MIS 4 estuvo determinada principalmente por las características de la corriente de Lazo, que en parte se describe similar a la tendencia general de *G. truncatulinoides*, *T. sacculifer* y *G. crassaformis* además de la reconstrucción ambiental obtenida a partir de los factores descritos previamente (ver sección 4.3).

La tendencia general de *G. truncatulinoides* ha disminuido con el tiempo, lo que podría ser producto

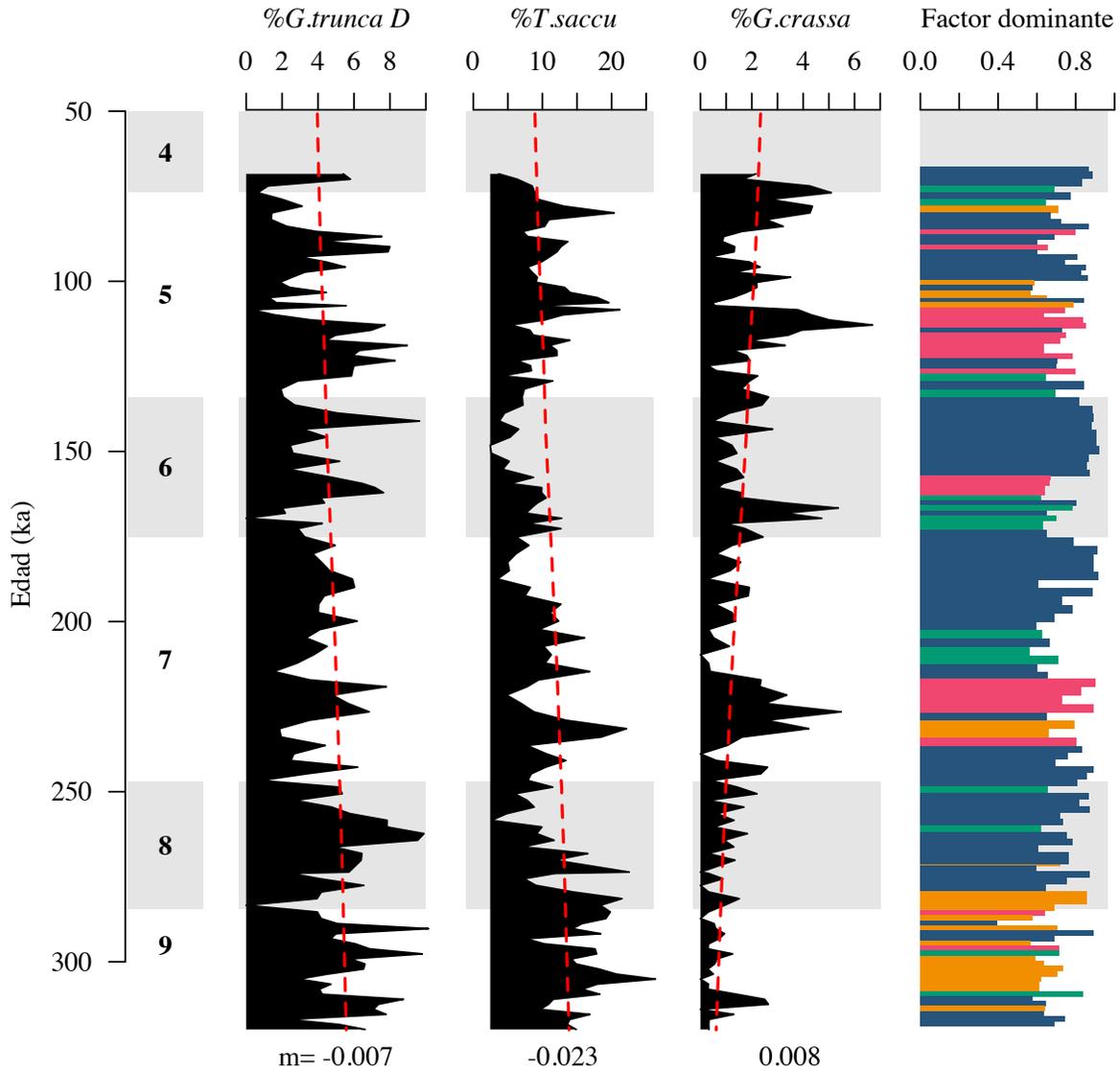


Figura 4.6: Tendencia general de las especies *Globorotalia truncatulinoides* (Dextral), *Trilobatus sacculifer* y *Globorotalia crassaformis* con su respectiva pendiente (m); y distribución de la carga dominante por muestra: Factor 1 (azul), Factor 2 (rojo), Factor 3 (verde) y Factor 4 (naranja). Las sombras corresponden con los estadios isotópicos marinos.

de una menor entrada de agua salina a profundidades intermedias al Golfo de México proveniente de la SUW, coincidente con lo sugerido por [Martinez et al. \(2007\)](#) en el mar Caribe (Figura 4.6). Así mismo, la abundancia relativa de *T. sacculifer* disminuyó hasta el MIS 6, y dado que es una especie indicadora de la corriente de Lazo, es posible que represente que la intensidad de esta corriente disminuyó a lo largo de este intervalo de tiempo ([Poore et al., 2003](#)). Por último, encontramos un aumento marcado de la especie *G. crassaformis* de la base a la cima de la secuencia sedimentaria. Se han observado altas frecuencias de esta especie en núcleos del Golfo de México durante intervalos de transición a moderadamente fríos ([Kennett & Huddleston, 1972](#)). Sin embargo, *G. crassaformis* suele estar ausente del registro durante períodos extremadamente fríos, lo que nos indica que las aguas superficiales del golfo se encontraban en un periodo de transición hacia climas más fríos.

En la gráfica de la derecha de la Figura 4.6 se expresa la carga del factor dominante en el tiempo, es decir, la carga de mayor valor entre los cuatro factores. En ella, se puede observar que salvo el MIS 9, en los periodos glaciales (MIS 8, 6 y 4) prevalece prácticamente el Factor 1 y que los periodos interglaciales (MIS 7 y 5) son muy dinámicos, es decir, con sucesiones de especies de todos los factores. La heterogeneidad ambiental o ecológica presente en un interglacial puede relacionarse con cambios en la circulación de la corriente Lazo y la AMOC. De acuerdo con [Bell et al. \(2015\)](#), aunque el océano Atlántico ha tenido una fuerte circulación del Agua Profunda del Atlántico Norte durante los interglaciales desde el Pleistoceno Tardío (hace 0.9 Ma), también experimentó el mayor debilitamiento (desde el Plioceno) durante los glaciales. En el mismo trabajo concluyen que los cambios severos de la AMOC son el resultado de severos ciclos glaciales cada ~ 100 ka, producto de la reducción de transporte de calor al hemisferio norte y el almacenamiento de CO_2 a profundidades.

De acuerdo con el registro de foraminíferos planctónicos del núcleo EN032-18PC y su relación con los factores 1, 2, 3, y 4, durante los estadios isotópicos se presentaron cuatro formas de variación de la corriente de Lazo, que a su vez se relacionan con las masas de agua superficiales y la distribución de la temperatura superficial del mar (Figura 4.7). Las cargas del Factor 1 son mayores que el resto en alrededor del 50% de todo el núcleo, principalmente en los periodos glaciales y al termino de los periodos interglaciales. Se caracteriza por una corriente de Lazo débil en comparación de los otros factores, por lo que habrá una menor entrada de las masas de agua superficiales CSW y SUW. En consecuencia, muy posiblemente hubo un menor transporte de calor al golfo, una distribución más homogénea de clorofila-*a* y una capa de mezcla más gruesa. Al presentar constantemente una corriente de Lazo retraída, el recambio de las masas de agua superficiales sería más lento y por lo tanto dominaría todo el año una GCW fría, lo cual coincide con lo sugerido por [Nürnberg et al. \(2008\)](#), quienes distinguen una corriente de Lazo retraída durante los periodos glaciales.

Por otro lado, el Factor 2 domina en los periodos interglaciales y representa características de una corriente de Lazo intensa con cambios contrastantes entre estaciones del año caracterizada por aguas estratificadas. En los escenarios dominados por este factor parece que se encuentra la mayor extensión de la corriente de Lazo y mayor entrada de CSW. Es decir, se esperan las condiciones contrarias al

Factor 1: la mayor entrada de calor y una capa de mezcla somera. Particularmente, durante el MIS 5 se encontró la mayor concentración de cargas dominantes del Factor 2 ubicadas en la primera mitad del estadio, después son remplazadas principalmente por el Factor 1, es decir, hay un cambio de dominante condiciones muy cálidas a más frías. Este patrón es coincidente con el aumento y luego disminución del nivel del mar durante el MIS 5 en el noreste de la península de Yucatán (Steidle et al., 2021). Entender en mayor profundidad los cambios ocurridos durante el MIS 5 nos podría dar herramientas para interpretar el interglacial actual. El clima durante el MIS 5e era ligeramente más cálido y húmedo que el actual: en altas latitudes del hemisferio norte se han reconstruido hasta 4 °C de diferencia y en latitudes bajas, la temperatura era similar o de hasta 1 °C en comparación con la actualidad (Müller, 2008). Más aún, a partir del $\delta^{18}\text{O}$, según Waelbroeck et al. (2002), el nivel global del mar era 10 m más alto que en la actualidad.

De acuerdo con la ecología de las especies, el Factor 3 se interpreta como aquellos intervalos de tiempo con una corriente Lazo con condiciones intermedias entre los estadios más fríos y más cálidos. Es de esperarse que las cargas del Factor 3 se expresen durante el deshielo o la acumulación de hielo que se alcanzan en escenarios de condiciones transicionales (MIS 7/MIS 6, MIS 6/MIS 5 y MIS 5/MIS 4). Por eso, durante estos periodos definimos una corriente de Lazo intensa y con mayor disponibilidad de nutrientes. Probablemente durante este factor se presentó la mayor variabilidad de las masas de agua superficiales. Además de las transiciones glacial-interglacial, el factor también se expresa en el MIS 9, 8 y 7 que pudo ser producto de variaciones climáticas propias de cada intervalo. Por ejemplo, las cargas pudieron expresarse puntualmente durante el MIS 8 porque según Hughes et al. (2020) este glacial se define como débil. Es decir, en los últimos 100 ka fue la glaciación con el nivel del mar más alto, tuvo masas de hielo polares menos extendidas que el MIS 6 y la temperatura superficial del mar durante el verano fue más cálida que el MIS 6 (Hughes et al., 2020). Lo anterior explicaría porque durante la transición del MIS 8/MIS 7 no se expresa el Factor 3, ya que la diferencia entre las condiciones ambientales de ambos MIS no fueron tan grandes en comparación con las otras transiciones.

Por último, el Factor 4 domina en casi todo el interglacial 9 y aparece en los interglaciales 7 y 5. Seguramente, el MIS 9 se caracterizó por una corriente de Lazo intensa y persistente todo el año, es decir, con poca estacionalidad. Es el caso contrario al Factor 1, hubo una mayor entrada de CSW y SUW que desarrolló aguas muy cálidas, estratificadas y oligotróficas. Por otro lado, GCW posiblemente siguió siendo la masa de agua predominante del golfo pero con condiciones más cálidas.

En el pasado, las modificaciones en la corriente de Lazo pudieron ser producto de la migración de la ITCZ, ya que al menos hoy en día, es un importante componente que modifica la intensidad de la corriente junto con los gradientes de presión atmosféricos (Monreal-Gómez & Salas-de León, 1997). A escalas milenarias y orbitales, varios estudios ya han relacionado un enfriamiento del Atlántico Norte con la migración hacia el sur en la posición media de la ITCZ en el Atlántico (Black et al., 1999; Schmidt et al., 2004; Peterson & Haug, 2006). En particular, varias reconstrucciones paleoceanográficas en el

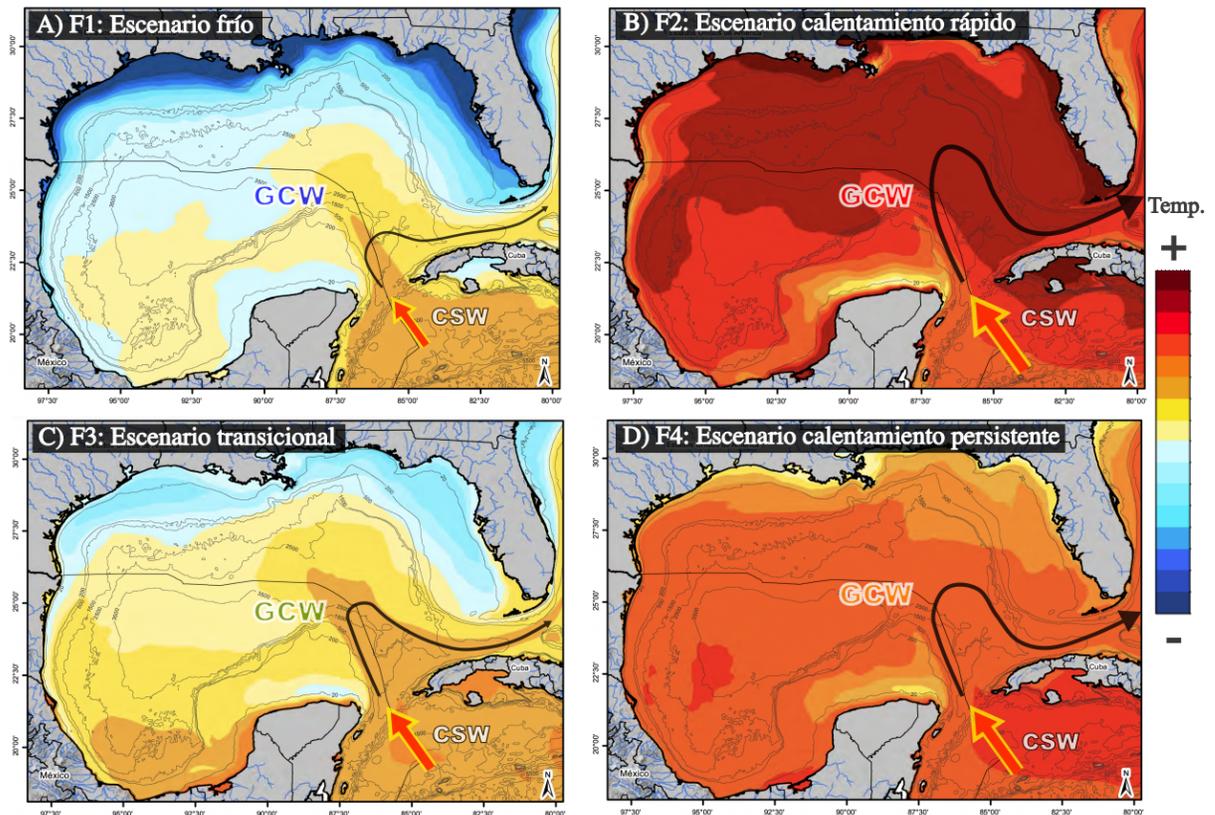


Figura 4.7: Esquema idealizado de los cuatro escenarios ambientales basados en cuatro condiciones paleoceanográficas: (1) la extensión de la corriente de Lazo (CL, flecha negra), (2) el transporte del Agua Superficial del Caribe (CSW, flecha roja), y (3) la temperatura del Agua Común del Golfo (GCW). A, el escenario frío se caracteriza por las menores temperaturas de GCW, una CL débil y la menor entrada de CSW. B, el escenario de calentamiento rápido es el caso contrario al anterior y se diferencia del D por tener mayor estacionalidad. C, el escenario transicional destaca por tener condiciones intermedias entre el Escenario frío y el Escenario de calentamiento rápido. Por último, D, el escenario de calentamiento persistente, se distingue del calentamiento rápido con ligeramente menores temperaturas de GCW y persistencia de una CL extendida en todo el año (es decir, con menor diferencias estacionales).

Golfo de México y mar Caribe han adjudicado la migración a la ITCZ, los cambios en las condiciones superficiales del mar (ej. [Schmidt et al., 2006](#); [Martinez et al., 2007](#); [Nürnberg et al., 2008](#); [Arellano-Torres & Machain-Castillo, 2017](#)).

Capítulo 5

Conclusiones

El estudio micropaleontológico de foraminíferos planctónicos del núcleo EN032-18PC revela información paleoceanográfica detallada y continua de la corriente de Lazo desde el MIS 9 al MIS 4, siendo la corriente de Lazo la principal entrada de agua desde el Golfo de México, por lo que a partir de sus características podríamos reconocer parte de su influencia hacia el Atlántico Norte.

A lo largo del núcleo se ha identificado un periodo de transición a climas más fríos con una corriente de Lazo más débil y con menor entrada de agua por el canal de Yucatán al golfo. Además, el intervalo temporal de este trabajo incluye MIS poco estudiados en esta región, que brindan información de momentos glaciales e interglaciales no tan conocidos, que además forman parte de la variabilidad natural del Sistema Climático. Con este estudio, inferimos un contraste entre los periodos interglaciales, que presentan los mayores cambios en la configuración de las masas de agua superficiales, en comparación con lo homogéneo de los periodos glaciales.

Se encontraron un total de cuatro escenarios: (1) escenario frío, caracterizado por menores temperaturas de GCW, una corriente de Lazo débil y menor entrada de CSW; (2) escenario de calentamiento rápido que es el contrario al anterior; (3) escenario transicional se destaca por tener condiciones intermedias entre el escenario frío y el escenario de calentamiento rápido; por último, (4) el escenario de calentamiento persistente es parecido al escenario de calentamiento rápido, pero se distinguen porque este tiene menor diferencias en las condiciones ambientales estacionalmente. Es posible que los cambios en la extensión de la corriente Lazo y por lo tanto de las masas de agua superficiales estén vinculados con la migración de la Zona de Convergencia Intertropical ligada a factores astronómicos.

Por último, las ventajas de la técnica de reconstrucción por micropaleontología también se hicieron evidentes, ya que las señales geoquímicas pueden ser más fácilmente perturbadas por diagénesis temprana. En este caso, al no haber evidencias de disolución en las testas, la información morfológica, paleoecología y por lo tanto, paleoceanográfica, nos brindan confianza. Además, paleoambientalmente siempre complementaran cualquier análisis geoquímico, por lo que se recomienda que no se abandonen.

Bibliografía

- Alvera-Azcárate, A., Barth, A., & Weisberg, R. H. (2009). The surface circulation of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico as inferred from satellite altimetry. *Journal of Physical Oceanography*, 39(3), 640–657.
- Anderson, O., Spindler, M., Bé, A. W. H., & Hemleben, C. (1979). Trophic activity of planktonic foraminifera. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 59(3), 791–799.
- André, A., Weiner, A., Quillévéré, F., Aurahs, R., Morard, R., Douady, C. J., de Garidel-Thoron, T., Escarguel, G., de Vargas, C., & Kucera, M. (2013). The cryptic and the apparent reversed: lack of genetic differentiation within the morphologically diverse plexus of the planktonic foraminifer globigerinoides sacculifer. *Paleobiology*, 39(1), 21–39.
- Arellano-Torres, E. & Machain-Castillo, M. L. (2017). Late Pleistocene-Holocene variability in the southern Gulf of Mexico surface waters based on planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*, 131, 44–58.
- Badan, A., Candela, J., Sheinbaum, J., & Ochoa, J. (2005). Upper-layer circulation in the approaches to Yucatan channel. *Geophysical Monograph Series*, 161(December 1996), 57–69.
- Bé, A. W. H. (1982). Biology of Planktonic Foraminifera. *Notes for a Short Course: Studies in Geology*, 6, 51–89.
- Bé, A. W. H. & Hamlin, W. H. (1967). Ecology of Recent planktonic foraminifera: part 3: distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropaleontology*, 13(1), 87–106.
- Bé, A. W. H., Harrison, S. M., & Lott, L. (1973). *Orbulina universa* d'Orbigny in the Indian Ocean. *Micropaleontology*, 19(2), 150–192.
- Bell, D. B., Jung, S. J., & Kroon, D. (2015). The Plio-Pleistocene development of Atlantic deep-water circulation and its influence on climate trends. *Quaternary Science Reviews*, 123, 265–282.
- Berger, W. H. (1979). Preservation of Foraminifera. In *Foraminiferal Ecology and Paleoecology*. SEPM Society for Sedimentary Geology.

- Berger, W. H. & Gardner, J. V. (1975). On the determination of Pleistocene temperature from planktonic foraminifera. *The Journal of Foraminiferal Research*, 5(2), 102–113.
- Biggs, D. C. & Ressler, P. H. (2001). Distribution and abundance of phytoplankton, zooplankton, ichthyoplankton, and micronekton in the deepwater gulf of Mexico. *Gulf of Mexico Science*, 19(1), 2.
- Black, D. E., Peterson, L. C., Overpeck, J. T., Kaplan, A., Evans, M. N., & Kashgarian, M. (1999). Eight centuries of North Atlantic Ocean atmosphere variability. *Science*, 286(5445), 1709–1713.
- BouDagher-Fadel, M. K. (2012). *Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera*. Oxford, UK: Elsevier B.V., 1 edition.
- Bradley, R. S., Briffa, K. R., Cole, J., Hughes, M. K., & Osborn, T. J. (2003). The climate of the last millennium. In *Paleoclimate, global change and the future* (pp. 105–141). Springer.
- Broecker, W. S. & Peng, T.-H. (1982). Tracers in the sea. *Eldigio Press*.
- Brookfield, M. E. (2003). The Time Dimension. In *Principles of Stratigraphy* chapter 7, (pp. 140 – 170). Blackwell Publishing.
- Brooks, G. R., Larson, R. A., Schwing, P. T., Diercks, A. R., Armenteros, M., Diaz-Asencio, M., Martínez-Suárez, A., Sanchez-Cabeza, J.-A., Ruiz-Fernandez, A. C., Herguera, J. C., Pérez-Bernal, L. H., & Hollander, D. J. (2020). *Gulf of Mexico (GoM) Bottom Sediments and Depositional Processes: A Baseline for Future Oil Spills*, (pp. 75–95). Springer International Publishing: Cham.
- Brown, P., Kennett, J. P., & Ingram, B. L. (1999). Marine evidence for episodic Holocene megafloods in North America and the northern Gulf of Mexico. *Paleoceanography*, 14(4), 498–510.
- Brummer, G.-J. A. & Kučera, M. (2022). Taxonomic review of living planktonic foraminifera. *Journal of Micropalaeontology*, 41(1), 29–74.
- Brunner, C. A. (1982). Paleooceanography of surface waters in the Gulf of Mexico during the late Quaternary. *Quaternary Research*, 17(1), 105–119.
- Brunner, C. A. (1984). Evidence for increased volume transport of the Florida Current in the Pliocene and Pleistocene. *Marine Geology*, 54(3-4), 223–235.
- Bryden, H. L. & Imawaki, S. (2001). Chapter 6.1 Ocean heat transport. *International Geophysics*, 77(C), 455–474.
- Cervantes-Díaz, G. Y., Hernández-Ayón, J. M., Zirino, A., Herzka, S. Z., Camacho-Ibar, V., Norzagaray, O., Barbero, L., Montes, I., Sudre, J., & Delgado, J. A. (2022). Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features. *Journal of Marine Systems*, (pp. 103647).

- Coleman, J. M., Roberts, H. H., & Bryant, W. R. (1991). Late Quaternary sedimentation. In *The Gulf of Mexico Basin*. Geological Society of America.
- Craig, H. (1961). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133(3467), 1833–1834.
- Craig, H. (1965). The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures: Consiglio Nazionale delle Ricerche*, (pp. 161–182).
- Craig, H. & Gordon, L. I. (1965). Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In *Consiglio nazionale delle ricerche, Laboratorio de geologia nucleare Pisa*.
- Cronin, T. M. (1999). *Principles of paleoclimatology*. Columbia University Press.
- Crowley, T. J. (1981). Temperature and circulation changes in the eastern North Atlantic during the last 150,000 years: Evidence from the planktonic foraminiferal record. *Marine Micropaleontology*, 6(2), 97–129.
- Dansgaard, W. & Tauber, H. (1969). Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. *Science*, 166(3904), 499–502.
- Davis, R. A. (2017). *Sediments of the Gulf of Mexico*, (pp. 165–215). Springer New York: New York, NY.
- Delaygue, G. (2009). Oxygen Isotopes BT. In V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 666–673). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Delgado, J. A., Sudre, J., Tanahara, S., Montes, I., Hernandez-Ayon, J. M., & Zirino, A. (2019). Effect of Caribbean Water incursion into the Gulf of Mexico derived from absolute dynamic topography, satellite data, and remotely sensed chlorophyll *a*. *Ocean Science*, 15(6), 1561–1578.
- Díaz-Asencio, M., Herguera, J. C., Schwing, P. T., Larson, R. A., Brooks, G. R., Southon, J., & Rafter, P. (2020). Sediment accumulation rates and vertical mixing of deep-sea sediments derived from ¹⁴C and ²¹⁰Pb in the southern Gulf of Mexico. *Marine Geology*, 429, 106288.
- Díaz-Flores, M. Á., Salas-de León, D. A., & Monreal-Gómez, M. A. (2017). Origen y evolución del giro ciclónico de la Bahía de Campeche, Golfo de México. *Revista de biología marina y oceanografía*, 52(3), 441–450.
- Dowsett, H. J. & Poore, R. Z. (1990). A new planktic foraminifer transfer function for estimating Pliocene-Holocene paleoceanographic conditions in the North Atlantic. *Marine Micropaleontology*, 16(1-2), 1–23.

- Elliot, B. A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12(11), 1292–1209.
- Ericson, D. B. & Wollin, G. (1956). Micropaleontological and isotopic determinations of Pleistocene climates. *Micropaleontology*, 2(3), 257–270.
- Ericson, D. B. & Wollin, G. (1968). Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, 162(3859), 1227–1234.
- Flower, B. & Kennett, J. (1990). The Younger Dryas cool episode in the Gulf of Mexico. *Paleoceanography*, 5(6), 949–961.
- Galloway, W. E. (2008). *Chapter 15 Depositional Evolution of the Gulf of Mexico Sedimentary Basin*, volume 5. Elsevier.
- Glass, B., Ericson, D., Heezen, B., Opdyke, N., & Glass, J. (1967). Geomagnetic reversals and Pleistocene chronology. *Nature*, 216(5114), 437–442.
- Gordon, A. L. (1967). Circulation of the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 72(24), 6207–6223.
- Hamilton, P., Fargion, G. S., & Biggs, D. C. (1999). Loop Current eddy paths in the western Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 29(6), 1180–1207.
- Harry, D. & Londono, J. (2004). Structure and evolution of the central Gulf of Mexico continental margin and coastal plain, southeast United States. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2), 188–199.
- Hemleben, C., Spindler, M., & Anderson, O. R. (1989). *Modern planktonic foraminifera*. Springer Science & Business Media.
- Herguera García, J., Díaz Asencio, M., & Cepeda Morales, J. (2001). Hidrografía, biogeoquímica e imágenes de satélite. In *Atlas de línea base ambiental del golfo de México (tomo III)*. México: Consorcio de Investigación del Golfo de México.
- Hilbrecht, H. (1996). *Extant planktic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian Oceans: an atlas based on Climap and Levitus (1982) data*. Zürich: Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgen.
- Holbourn, A., Henderson, A. S., & MacLeod, N. (2013). *Atlas of Benthic Foraminifera*. John Wiley & Sons.
- Hu, C., Nelson, J. R., Johns, E., Chen, Z., Weisberg, R. H., & Müller-Karger, F. E. (2005). Mississippi River water in the Florida Straits and in the Gulf Stream off Georgia in summer 2004. *Geophysical Research Letters*, 32(14).

- Hughes, P. D., Gibbard, P. L., & Ehlers, J. (2020). The “missing glaciations” of the Middle Pleistocene. *Quaternary Research*, 96, 161–183.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2015). *Conjunto de datos vectoriales de la Carta batimétrica internacional del Mar Caribe y Golfo de México a escala 1:1 000 000*. Technical Report (IBCCA) Hojas 1-01 a 1-08.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2021). *Continuo Nacional de las 5 Capas Actualizadas de Información Topográfica a Escala 1:50 000*. Technical Report Serie III 2013-2018.
- Ishikawa, S. & Oda, M. (2007). Reconstruction of Indian monsoon variability over the past 230,000 years: Planktic foraminiferal evidence from the NW Arabian Sea open-ocean upwelling area. *Marine Micropaleontology*, 63(3-4), 143–154.
- Johns, W. E., Townsend, T. L., Fratantoni, D. M., & Wilson, W. D. (2002). On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(2), 211–243.
- Jones, J. I. (1966). Significance of distribution of planktonic foraminifera in equatorial Atlantic undercurrent. *AAPG Bulletin*, 50(3), 619–619.
- Joyce, J. E. & Williams, D. F. (1986). Mid-water history of the Gulf of Mexico during the last 130,000 years: Benthic foraminiferal and isotopic evidence. *Marine Micropaleontology*, 10(1-3), 23–34.
- Kardel, T. & Maquet, P. (2013). *Nicolaus Steno: Biography and Original Papers of 17th Century Scientist*. Springer Berlin Heidelberg.
- Kennett, J. P. & Huddleston, P. (1972). Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico. *Quaternary Research*, 02(1), 38–69.
- Kennett, J. P. & Srinivasan, M. (1983). *Neogene Planktonic Foraminiferal : A Phylogenetic Atlas*. EUA: Hutchinson Ross Publishing Company.
- Langer, M. R. (2008). Assessing the contribution of foraminiferan protists to global ocean carbonate production. *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 55(3), 163–169.
- Lazier, J., Pickart, R., & Rhines, P. (2001). Chapter 5.5 Deep convection. In G. Siedler, J. Church, & J. Gould (Eds.), *Ocean Circulation and Climate*, volume 77 of *International Geophysics* (pp. 387–400). Academic Press.
- Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1), 1–17.

- Liu, Z. & Philander, S. (2001). Chapter 4.4 Tropical-extratropical oceanic exchange pathways. In G. Siedler, J. Church, & J. Gould (Eds.), *Ocean Circulation and Climate*, volume 77 of *International Geophysics* (pp. 247–257). Academic Press.
- Loeblich Jr, A. R. & Tappan, H. (2015). *Foraminiferal genera and their classification*. Springer.
- Lynch-Stieglitz, J., Curry, W. B., & Slowey, N. (1999). Weaker gulf stream in the florida straits during the last glacial maximum. *Nature*, 402(6762), 644–648.
- Malmgren, B. & Kennett, J. P. (1976). Principal component analysis of Quaternary planktic foraminifera in the Gulf of Mexico: Paleoclimatic applications. *Marine Micropaleontology*, 1(C), 299–306.
- Martin, R. E., Johnson, G. W., Neff, E. D., & Krantz, D. W. (1990). Quaternary planktonic foraminiferal assemblage zones of the northeast Gulf of Mexico, Colombia Basin (Caribbean Sea), and tropical Atlantic Ocean: Graphic correlation of microfossil and oxygen isotope datums. *Paleoceanography*, 5(4), 531–555.
- Martin, R. E., Neff, E. D., Johnson, G. W., & Krantz, D. E. (1993). Biostratigraphic expression of Pleistocene sequence boundaries, Gulf of Mexico. *Palaios*, 8(2), 155–171.
- Martinez, J. I., Mora, G., & Barrows, T. T. (2007). Paleoceanographic conditions in the western Caribbean Sea for the last 560 kyr as inferred from planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 64(3-4), 177–188.
- McCammom, R. B. (1975). *Concepts in geostatistics*. Springer-Verlag.
- McGowran, B. (2005). *Biostratigraphy: Microfossils and geological time*. Cambridge University Press.
- Mertens, C., Rhein, M., Walter, M., & Kirchner, K. (2009). Modulation of the inflow into the Caribbean Sea by North Brazil Current rings. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 56(7), 1057–1076.
- Milliman, J., Troy, P., Balch, W., Adams, A., Li, Y.-H., & Mackenzie, F. (1999). Biologically mediated dissolution of calcium carbonate above the chemical lysocline? *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(10), 1653–1669.
- Miloslavich, P., Díaz, J. M., Klein, E., Alvarado, J. J., Díaz, C., Gobin, J., Escobar-Briones, E., Cruz-Motta, J. J., Weil, E., Cortés, J., Bastidas, A. C., Robertson, R., Zapata, F., Martín, A., Castillo, J., Kazandjian, A., & Ortiz, M. (2010). Marine biodiversity in the caribbean: Regional estimates and distribution patterns. *PLoS ONE*, 5(8).
- Monreal-Gómez, M. A. & Salas-de León, D. (1997). Circulación y estructura termohalina del Golfo de México. In M. F. Levín (Ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México* chapter 9, (pp. 183–199). Unión Geofísica Mexicana.

- Montgomery, M. T. & Farrel, B. F. (1993). Tropical Cyclone Formation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50(2), 285–310.
- Morrison, J. M. & Nowlin, W. D. (1982). General distribution of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *Journal of Geophysical Research*, 87(C6), 4207.
- Müller-Karger, F. E., McClain, C. R., Fisher, T. R., Esaias, W. E., & Varela, R. (1989). Pigment distribution in the Caribbean sea: Observations from space. *Progress in Oceanography*, 23(1), 23–64.
- Muller-Karger, F. E., Smith, J. P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., et al. (2015). Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Progress in Oceanography*, 134, 54–76.
- Müller, U. C. (2008). Eemian (Sangamonian) Interglacial. In V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments* chapter E, (pp. 302–307). Springer Science & Business Media.
- Nürnberg, D., Ziegler, M., Karas, C., Tiedemann, R., & Schmidt, M. W. (2008). Interacting Loop Current variability and Mississippi River discharge over the past 400 kyr. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), 278–289.
- Olausson, E. (1965). Evidence of climatic changes in North Atlantic deep-sea cores, with remarks on isotopic paleotemperature analysis. *Progress in oceanography*, 3, 221–252.
- Pasquero De Fommervault, O., Perez-Brunius, P., Damien, P., Camacho-Ibar, V. F., & Sheinbaum, J. (2017). Temporal variability of chlorophyll distribution in the Gulf of Mexico: Bio-optical data from profiling floats. *Biogeosciences*, 14(24), 5647–5662.
- Pérez, R., Muller-Karger, F. E., Melo, N., & Cerdeira, S. (1999). Probing mysteries of Yucatan Current. *Eos*, 80(14).
- Peterson, L. C. & Haug, G. H. (2006). Variability in the mean latitude of the atlantic intertropical convergence zone as recorded by riverine input of sediments to the cariacó basin (venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(1), 97–113.
- Poole, C. R. & Wade, B. S. (2019). Systematic taxonomy of the *Trilobatus sacculifer* plexus and descendant *Globigerinoidesella fistulosa* (planktonic foraminifera). *Journal of Systematic Palaeontology*, 17(23), 1989–2030.
- Poore, R., Dowsett, H., Verardo, S., & Quinn, T. M. (2003). Millennial- to century-scale variability in Gulf of Mexico Holocene climate records. *Paleoceanography*, 18(2).

- Poore, R., Verardo, S., Caplan, J., Pavich, K., & Quinn, T. (2011). Planktic foraminiferal relative abundance and trends in gulf of mexico holocene sediments. *Gulf of Mexico Origin, Waters, and Biota: Volume 3, Geology*, (pp. 367).
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., & Cusí, S. (2018). Hydrography of the Central and Western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(8), 5134–5149.
- Prothero, D. R. (2013). *Bringing Fossils to Life : An Introduction to Paleobiology*. Columbia University Press, 3 edition.
- Qu, T., Gao, S., & Fukumori, I. (2013). Formation of salinity maximum water and its contribution to the overturning circulation in the North Atlantic as revealed by a global general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4), 1982–1994.
- Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94–106.
- Renaud, S. & Schmidt, D. N. (2003). Habitat tracking as a response of the planktic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140 kyr. *Marine Micropaleontology*, 49(1-2), 97–122.
- Rivera-Mora, A. (2022). Análisis de indicadores geoquímicos en foraminíferos planctónicos para reconstruir temperaturas a escala glacial - interglacial en el golfo de México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX, México.
- Romero-Centeno, R. & Zavala-Hidalgo, J. (2021). Meteorología. In S. Z. Herzka, R. A. Zaragoza Álvarez, E. M. Peters, & G. Hernández-Cárdenas (Eds.), *Atlas de línea base ambiental del golfo de México (tomo I)* (pp. 11). México: Consorcio de Investigación del Golfo de México.
- Romero Centeno, R., Zavala Hidalgo, J., & Osuna Cañedo, J. (2001). Circulación oceánica y oleaje. In *Atlas de línea base ambiental del golfo de México (tomo II)* (pp. 97). México: Consorcio de Investigación del Golfo de México.
- Ruddiman, W. F. (1971). Pleistocene sedimentation in the equatorial atlantic: stratigraphy and faunal paleoclimatology. *Geological Society of America Bulletin*, 82(2), 283–302.
- Saha, K. (2009). *Tropical Circulation Systems and Monsoons*. Springer Heidelberg Dordrecht London New York.
- Salvador, A. (1991). Introduction. In *The Gulf of Mexico Basin*. Geological Society of America.

- Salvador, A. (2013). International Stratigraphic Guide.
- Sawyer, D. S., Buffler, R. T., & Pilger Jr, R. H. (1991). The crust under the Gulf of Mexico Basin. *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America, v. J*, (pp. 53–72).
- Schiebel, R. & Hemleben, C. (2017). *Planktic foraminifers in the modern ocean*. Springer.
- Schmidt, M. W., Spero, H. J., & Lea, D. W. (2004). Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation. *Nature*, 428(6979), 160–163.
- Schmidt, M. W., Vautravers, M. J., & Spero, H. J. (2006). Western Caribbean sea surface temperatures during the late Quaternary. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(2).
- Schmitz, W. J. & McCartney, M. S. (1993). On the North Atlantic Circulation. *Reviews of Geophysics*, 31(1), 29–49.
- Schultz, D. M., Bracken, W. E., Bosart, L. F., Hakim, G. J., Bedrick, M. A., Dickinson, M. J., & Tyle, K. R. (1997). The 1993 superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Monthly Weather Review*, 125(1), 5–39.
- Shackleton, N. (1967). Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215(5096), 15–17.
- Shcherbina, A. Y., D'Asaro, E. A., Riser, S. C., & Kessler, W. S. (2015). Variability and interleaving of upper-ocean water masses surrounding the North Atlantic salinity maximum. *Oceanography*, 28(1), 106–113.
- Siegel, D. & Deuser, W. (1997). Trajectories of sinking particles in the Sargasso Sea: modeling of statistical funnels above deep-ocean sediment traps. *Deep Sea Research*, 44(9-10), 1519–1541.
- Sosa-Gutiérrez, R., Pallàs-Sanz, E., Jouanno, J., Chaigneau, A., Candela, J., & Tenreiro, M. (2020). Erosion of the Subsurface Salinity Maximum of the Loop Current Eddies From Glider Observations and a Numerical Model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(7), 1–28.
- Spero, H. J. (1987). Symbiosis in the Planktonic Foraminifer, *Orbulina universa*, and the isolation of its symbiotic dinoflagellate, *Gymnodinium béii* Sp. Nov. 1. *Journal of Phycology*, 23, 307–317.
- Spindler, M., Hemleben, C., Salomons, J., & Smit, L. (1984). Feeding behavior of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. *The Journal of Foraminiferal Research*, 14(4), 237–249.
- Steidle, S. D., Warken, S. F., Schorndorf, N., Förstel, J., Schröder-Ritzrau, A., Moseley, G. E., Spötl, C., Aviles, J., Stinnesbeck, W., & Frank, N. (2021). Reconstruction of Middle to Late Quaternary sea level using submerged speleothems from the northeastern Yucatán Peninsula. *Journal of Quaternary Science*, 36(7), 1190–1200.

- Sturges, W. & Leben, R. (2000). Frequency of ring separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A revised estimate. *Journal of Physical Oceanography*, 30(7), 1814–1819.
- Takahashi, K. & Bé, A. W. H. (1984). Planktonic foraminifera: factors controlling sinking speeds. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 31(12), 1477–1500.
- Tarback, E., Lutgens, F., & Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*. Prentice Hall, octava edición.
- Thirumalai, K., Richey, J. N., & Quinn, T. M. (2021). Holocene Evolution of Sea-Surface Temperature and Salinity in the Gulf of Mexico. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 36(8), e2021PA004221.
- Tolderlund, D. S. & Bé, A. W. H. (1971). Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Micropaleontology*, (pp. 297–329).
- Urey, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, (pp. 562–581).
- Valley, J. W. & Cole, D. R. (2019). *Stable isotope geochemistry*, volume 43. Springer.
- Vidal, V. M., Vidal, F. V., Hernández, A. F., Meza, E., & Pérez-Molero, J. M. (1994a). Baroclinic flows, transports, and kinematic properties in a cyclonic-anticyclonic-cyclonic ring triad in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C4), 7571–7597.
- Vidal, V. M. V., Vidal, F. V., Hernandez, A. F., Meza, E., & Zambrano, L. (1994b). Winter water mass distributions in the western Gulf of Mexico affected by a colliding anticyclonic ring. *Journal of Oceanography*, 50(5), 559–588.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J., McManus, J., 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), 295–305. EPILOG.
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L., & Martínez-López, B. (2014). The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmosfera*, 27(3), 317–334.