



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE CIENCIAS

Reconstrucción de masas de agua y corrientes oceánicas en el golfo de California a través de asociaciones de foraminíferos planctónicos de los últimos 28 ka

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

PRESENTA :

Fernanda Regalado Quiroz

DIRECTORA DE TESIS:

Dra. Elsa Arellano Torres



Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 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.

★ Datos del alumno

Fernanda Regalado Quiroz
Licenciatura en Ciencias de la Tierra
55 45 20 08 85
Facultad de Ciencias
Universidad Nacional Autónoma de México
312122906

★ Datos de la tutora

Dra. Elsa Arellano Torres
Departamento de Ecología y Recursos Naturales
Facultad de Ciencias
Universidad Nacional Autónoma de México

★ Datos del sinodal 1 (presidente)

Dr. Frank Raúl Gío Argáez
Laboratorio de Micropaleontología y Paleoceanografía
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México

★ Datos del sinodal 2 (vocal)

Dr. Enrique Hiparco Nava Sánchez
Departamento de Oceanología
Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas (CICIMAR)
Instituto Politécnico Nacional

★ Datos del sinodal 3 (suplente 1)

Dr. Juan Francisco Sánchez Beristain
Facultad de Ciencias
Universidad Nacional Autónoma de México

★ Datos del sinodal 4 (suplente 2)

M. en C. Laura Almaraz Ruiz
Facultad de Ciencias
Universidad Nacional Autónoma de México

★ Datos del trabajo escrito

Reconstrucción de masas de aguas y corrientes oceánicas en el golfo de California a través de asociaciones de foraminíferos planctónicos de los últimos 28 ka.

53 pp.

2022

Agradecimientos

Al Proyecto DGAPA-PAPIIT IA105517 “*Influencia de los aportes terrígenos en la producción primaria marina y su relación con variaciones climáticas de escala milenaria en el margen de Baja California*”, otorgado a Elsa Arellano Torres, con el cual se obtuvo el financiamiento para realizar este trabajo.

A la Dra. Elsa Arellano Torres por su apoyo, compromiso, paciencia, enseñanzas y sobre todo por abrirme las puertas de su casa para poder así continuar este trabajo, que, aunque tomó más tiempo del previsto, se logró completar.

A mis sinodales, la M. en C. Laura Almaraz-Ruiz, Dr. Frank Raúl Gío-Argáez, Dr. Enrique Hiparco Nava-Sánchez y al Dr. Juan Francisco Sánchez-Beristain por sus comentarios, sugerencias y observaciones que permitieron mejorar este trabajo

A mi mamá Martha y a mi papá Héctor por su cariño, apoyo y motivación, a mi hermana Diana por siempre estar a mi lado, por su cariño y apoyo, a Ingrid por la amistad y cariño que me ha brindado y a mis amigos y compañeros de la universidad por el tiempo compartido y su amistad.

Índice

Resumen.....	1
1. Introducción.....	2
1.1 Marco teórico.....	3
Foraminíferos planctónicos.....	3
★ Distribución actual de los foraminíferos planctónicos.....	3
★ Ecología de especies principales en el golfo de California.....	4
1.2 Hipótesis.....	8
1.3 Objetivos generales y particulares.....	8
2. Área de estudio.....	9
2.1 Ubicación geográfica.....	9
2.2 Clima regional.....	9
2.3 Oceanografía.....	13
2.4 Geología.....	18
3. Materiales y Métodos.....	21
3.1 Núcleo de sedimentos.....	21
3.2 Cronología del núcleo.....	22
3.3 Procesamiento del sedimento para extraer foraminíferos.....	22
3.4 Abundancia y distribución de foraminíferos.....	23
3.5 Análisis multivariado de factores.....	23
4. Resultados.....	25
4.1 Descripción del núcleo.....	25
4.2 Modelo de edad.....	26
4.3 Proporción lodo/arena en el sedimento marino.....	26
4.4 Foraminíferos planctónicos.....	28
4.5 Análisis de factores.....	34
5. Discusión.....	37
5.1 Distribución de especies y asociaciones faunísticas.....	37
5.2 Reconstrucción paleoceanográfica.....	39

6. Conclusiones	45
7. Referencias	47

Índice de figuras

Figura 1. Ubicación geográfica del golfo de California.	9
Figura 2. Posicionamiento de los sistemas de presión atmosférica en invierno (izquierda) y verano (derecha). La letra H son altas presiones y la L bajas presiones. Imagen tomada y modificada de Brito-Castillo et al., (2010).	10
Figura 3. Mapa de vectores de estrés del viento promedio en invierno (N/m^2) [SSMI GSSTFM v3]. Imagen tomada de Giovanni-NASA (2021).	11
Figura 4. Precipitación promedio (mm/hr) [TRMM TRMM-3B42 v7] en invierno (izquierda) y verano (derecha). Imágenes tomadas de Giovanni-NASA (2021).	12
Figura 5. Temperatura atmosférica promedio ($^{\circ}C$) [AIRS AIRX3STM v7.0] y precipitación promedio (mm) [TRMM TRMM-3B42 v7] anual. Datos obtenidos de Giovanni-NASA (2021).	12
Figura 6. Mapa batimétrico del golfo de California, donde se incluyen los nombres de las cuencas y división de las 5 provincias. Imagen tomada y modificado de Lavín & Marinone (2003).	13
Figura 7. Promedio de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}C$) [MODIS-Aqua MODISA L3m_SST_Monthly_4km vR2019.0]. Tomado de Giovanni-NASA (2021).	14
Figura 8. Temperatura superficial del mar promedio ($^{\circ}C$) [MODIS-Aqua MODISA_L3m_SST_Monthly_4km vR2019.0], en invierno-primavera (izquierda) y en verano-otoño (derecha). Imágenes tomadas de Giovanni-NASA (2021).	14
Figura 9. Distribución vertical de masas de agua del golfo de California. La batimetría se muestra a lo largo de las líneas presentes en el mapa. Imagen tomada y modificada de Lavín & Marinone (2003).	15
Figura 10. Corrientes en el océano Pacífico (las que están en azul son las mencionadas en el texto). Tomado y modificado de Kessler, (2006).	16
Figura 11. Clorofila α promedio (mg/m^3) [MODIS-Aqua MODISA_L3mCLH_8d_4Km v2018], en invierno-primavera (izquierda) y verano-otoño (derecha). Imágenes tomadas de Giovanni-NASA (2021).	17
Figura 12. Localización y batimetría de las principales cuencas del golfo de California. Imagen tomada y modificada de Makarov & Jiménez-Illescas (2003).	19
Figura 13. Ubicación de la zona de muestreo y lugar de colecta del núcleo JPC20 (indicado en la estrella amarilla).	21

Figura 14. Fotografía del núcleo sedimentario JPC20. El número I corresponde a la cima o parte más superficial del núcleo, y el numero XI a la base del núcleo. Imagen tomada de Mora-Rivera (2019).	25
Figura 15. Modelo de edad. Basado en Arellano-Torres et al., (2020).	26
Figura 16. A) Peso (g) de los tamaños arenas, respecto al peso total del sedimento (peso promedio del bulk sediment = 1 g). B) Foraminíferos planctónicos (FP) por gramo de sedimento (FP/g).	28
Figura 17. Abundancias relativas (%) de las 6 especies más abundantes del núcleo (años cal AP).	33
Figura 18. Abundancias relativas de las 6 especies más abundantes (%) por nivel (cm).	33
Figura 19. Factor scores	35
Figura 20. Factor loadings por muestra (años cal AP).	36
Figura 21. Factor loadings por muestra en edad (años cal AP).	36
Figura 22. Niveles donde se realizo el analisis de factores (bandas rosas translúcidas) y abundancia relativa (%) de las especies más abundantes del núcleo JPC20. A) <i>G. bulloides</i> ; B) <i>G. falconensis</i> ; C) <i>G. ruber</i> ; D) <i>G. menardii</i> ; E) <i>N. dutertrei</i> ; F) <i>N. incompta</i> ; G) Cargas del factor (factor loadings); H) eventos climáticos (H, Heinrich 2 (H2), Último Máximo Glacial (UMG), Heinrich 1 (H1), Bølling/Allerød (B/A) y Younger Dryas (Y/D); I) Basado en la escala geológica (International Commission on Stratigraphy, 2021).	38
Figura 23. Ubicación de eventos climáticos en relación con la abundancia relativa (%) de las especies presentes en el núcleo JPC20 (bandas grises translúcidas). A) <i>G. bulloides</i> ; B) <i>G. falconensis</i> ; C) <i>G. ruber</i> ; D) <i>G. menardii</i> ; E) <i>N. dutertrei</i> ; F) <i>N. incompta</i> ; G) Cargas del factor (factor loadings); H) eventos climáticos (H, Heinrich 2 (H2), Último Máximo Glacial (UMG), Heinrich 1 (H1), Bølling/Allerød (B/A) y Younger Dryas (Y/D); I) escala geológica (International Commission on Stratigraphy, 2021).	41
Figura 24. Distribución de componentes biogénicos en el núcleo JPC20. Datos de % CaCO ₃ , % TOC, % ópalo y un indicador del componente de fitoplancton dominante, fueron obtenidos de Arellano-Torres et al., (2020). Las bandas translúcidas resaltan los niveles donde se ubican los eventos climaticos.	42

Índice de tablas

Tabla 1. Datos usados para el modelo de edad, tomados de Arellano-Torres et al. (2020).	22
Tabla 2. Porcentaje de arenas por nivel (cm) y edad (años cal AP).....	27
Tabla 3. Lista de especies encontradas en las muestras.....	29
Tabla 4. Foraminíferos por gramo de sedimento. (FP/g).....	30
Tabla 5. Abundancias relativas (%) de los taxones más abundantes en el JPC20.	31
Tabla 6. Análisis de factores,.....	34
Tabla 7. Factor Scores.....	34
Tabla 8. Factor Loadings (los valores en negritas son >0.70).....	34

Resumen

Con el objetivo de identificar los cambios en el patrón de circulación superficial y las masas de agua de los últimos 28 ka en el golfo de California, se estudiaron muestras del núcleo sedimentario marino AII 125-8 JPC-20 localizado al oeste del golfo, en la cuenca Carmen. Además, se estableció la relación entre la circulación y la distribución de foraminíferos planctónicos y se compararon los datos reconstruidos con cambios en la productividad regional.

En 82 muestras de sedimento se determinaron un total de 22 especies de foraminíferos planctónicos. Las especies más abundantes que presentaron más del 0.8% de abundancia relativa fueron 6 de ellas: *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia menardii*, *Neogloboquadrina incompta* y *Neogloboquadrina dutertrei*. Con la abundancia relativa de dichas especies, se realizó un análisis multivariado de factores, obteniendo 2 factores principales que explican el 97% de la varianza. El factor 1, llamado “estratificación”, está caracterizado por *Neogloboquadrina incompta*. El factor 2, llamado “surgencia”, está caracterizado por *Globigerina bulloides*. Conociendo las características estacionales y ambientales que representan las especies más abundantes en cada factor, se efectuó una reconstrucción paleoceanográfica, cuyos resultados fueron comparados con estudios previos del área.

En el núcleo se reconocieron 5 intervalos de tiempo principales: (1) Entre los 28,000 a los 26,900 años, el intervalo está caracterizado por el factor “surgencia” y se sugiere que las características estacionales predominantes son similares a las de invierno-primavera actuales, donde la capa de mezcla se desarrolla en presencia de agua de la corriente de California. (2) Entre los 26,500 a los 18,000 años, domina el factor “estratificación” y las características estacionales propuestas son similares a condiciones de verano, aunque menos cálidas que lo actual, donde las masas de agua estaban estratificadas y en presencia de la corriente Mexicana del Oeste. (3) Entre los 18,000 a los 14,000 años, el intervalo estuvo caracterizado por el factor “estratificación”, pero a diferencia del anterior, con características estacionales similares a las de primavera-verano, ya que el agua estaba estratificada, pero la entrada de agua cálida fue limitada por la corriente de California. (4) Entre los 14,000 a los 12,000 años, el intervalo se caracteriza por el factor “surgencia” donde las condiciones sugeridas son similares al invierno, ya que la productividad y la mezcla aumentaron, pudiendo ser favorecidas por la corriente de California. (5) El intervalo más reciente, los últimos 12,000 años, no presentó foraminíferos planctónicos. Sin embargo, se sugiere que la preservación de los carbonatos en los sedimentos fue comprometida por el aumento en exportación de materia orgánica que caracterizó el ambiente de depósito.

1. Introducción

La paleoceanografía es la disciplina que estudia los océanos del pasado geológico y cómo han cambiado las características de su ambiente (Kucera, 2007). Para poder conocer los paleo-ambientes oceánicos se usan y analizan las propiedades químicas, físicas y bióticas de los sedimentos. Desde los años 1950 se ha reconocido su importancia, y la manera en que nos ayudan a entender cómo ha cambiado el ambiente oceánico a lo largo del tiempo.

Los paleo-indicadores o proxies son las herramientas básicas de la paleoceanografía, que ayudan a comprender como ha sido la historia del océano. Los proxies pueden ser biológicos (como foraminíferos, cocolitofóridos, ostrácodos, diatomeas, radiolarios), fisicoquímicos (como isotopos estables, nutrientes, materia orgánica, carbonato de calcio, ópalo biogénico) o sedimentológicos (como tamaño de grano, minerales, estructuras sedimentarias).

En este estudio, los proxies que se utilizaron fueron los foraminíferos planctónicos. Los foraminíferos son microfósiles de gran interés, ya que revelan los cambios que ha tenido un lugar en un cierto tiempo. Principalmente, en sus poblaciones se identifican los cambios en su abundancia y distribución en ambientes marinos (Boudagher-Fadel, 2012).

El océano ha pasado por cambios en su circulación durante toda la historia de la Tierra. Actualmente, se sabe que produce cerca del 50% del oxígeno presente en la Tierra y captura 50 veces más CO₂ que la atmósfera. El océano transporta calor y humedad del ecuador a los polos, es un regulador del clima y de las condiciones del tiempo meteorológico (NOAA, 2021). Conocer el pasado de la circulación y el ambiente del océano nos sirve para comprender cómo se desarrollan los eventos climáticos en el tiempo, cómo han sido afectados, y cómo han cambiado las condiciones ambientales de un área en particular.

El golfo de California es un lugar ideal para el estudio paleoceanográfico. El golfo está ubicado en una zona de transición entre patrones cálidos y fríos de circulación atmosférica y oceánica, por lo que, es importante conocer las variaciones en la circulación superficial y las masas de agua, así como en la productividad y el clima. Dado lo anterior, el objetivo y contribución de este trabajo se centra en comprender la relación de los cambios en la circulación oceánica superficial con la productividad oceánica del golfo de California para los últimos 28 ka. Lo anterior se logró a través de identificar los cambios en la abundancia y las asociaciones faunísticas de los foraminíferos planctónicos al oeste del golfo.

1.1 Marco teórico

Foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos planctónicos son empleados como paleoindicadores, ya que tienen una buena preservación en los sedimentos oceánicos. Por su alta abundancia y distribución son de los fósiles más utilizados para reconstruir las condiciones ambientales oceánicas, al menos desde el Cretácico superior. Los foraminíferos presentan cambios morfológicos y variaciones faunales que representan las características de hábitat (Kucera, 2007).

La capacidad de los foraminíferos planctónicos como paleoindicadores de las características oceánicas y del clima fueron notados por Murray cuando iniciaban los estudios oceanográficos. Con la expedición del *HMS Challenger* (1872-1876), observó que los foraminíferos planctónicos se encuentran distribuidos de acuerdo con los patrones de temperatura superficial del mar (Murray, 1897). Uno de los primeros investigadores en realizar un censo cuantitativo de foraminíferos planctónicos en la columna de agua y sedimentos fue Scott, quien usó material recaudado en la expedición *HMS Meteor* en el Atlántico norte (1925-1927). Además, descubrió que las asociaciones de foraminíferos en núcleos de sedimentos cambian acorde con los periodos glaciares e interglaciares (citado por Kucera, 2007). Posteriormente, Emiliani (1954) reconoció que la calcita de los foraminíferos se podía considerar como un archivo de señales isotópicas y geoquímicas. Los estudios de isótopos estables en las testas de foraminíferos planctónicos se volvieron una herramienta estándar y actualmente es una de las más importantes en estudios paleoceanográficos. Por último, cabe mencionar a Imbrie & Kipp (1971), quienes presentaron un método que emplea funciones de transferencia para relacionar los conjuntos faunísticos con parámetros oceanográficos como la temperatura y salinidad, mediante regresiones lineales y análisis de factores. Este método fue crucial para iniciar la reconstrucción de las condiciones de la superficie oceánica durante el Último Máximo Glacial (CLIMAP, 1976).

★ Distribución actual de los foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos planctónicos pueden vivir en una gran variedad de hábitats oceánicos, que incluye masas de agua tropicales, subtropicales, templadas y polares. Se distribuyen dentro de los primeros 300 m de la columna de agua en todas las latitudes, incluso en ambientes extremos como en zonas bajo el hielo marino (Pawłowski, 2009; Boudagher-Fadel, 2012). La distribución de los foraminíferos planctónicos es controlada por diversos factores como la temperatura, salinidad, oxígeno, iluminación, turbidez y la disponibilidad de alimento (Pawłowski, 2009; Boudagher-Fadel, 2012).

Se ha cuantificado que la diversidad de los foraminíferos planctónicos es mayor en latitudes subtropicales que en los polos. Además, los foraminíferos planctónicos son más abundantes en aguas superficiales y subsuperficiales entre los 10 y 50 m de profundidad (Boudagher-Fadel, 2012). La alimentación de los foraminíferos planctónicos que viven en la superficie se basa en algas y bacterias, además de que existen especies simbiotas (Murray, 1991). Los que habitan la subsuperficie se alimentan más con fitodetritos y materia orgánica asociada a estos, aunque también están presentes algunos carnívoros (Pawlowski, 2009).

★ Ecología de especies principales en el golfo de California

En el Pacífico oriental, en las regiones del golfo de California, México y la corriente de California (México y E.U.A.), los foraminíferos planctónicos han sido estudiados desde los años 1980 por diversos autores.

Rozo-Vera & Carreño (1988) realizaron un estudio de 46 especies de foraminíferos planctónicos en 47 muestras de sedimento superficial del golfo de California. Las especies más abundantes fueron *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina incompta* y *Globigerinita glutinata*. Las asociaciones faunísticas reflejaron zonas de surgencia e influencia de la masa de agua del Pacífico Tropical oriental y la corriente de California.

Sautter & Thunell (1991) estudiaron 4 especies de foraminíferos planctónicos obtenidos de una trampa de sedimentos de alta resolución de la cuenca de San Pedro. Sugieren que *G. bulloides* se encuentra por debajo de la termoclina y asciende a agua superficial durante las surgencias. *Neogloboquadrina incompta* y *Neogloboquadrina dutertrei* se encuentran en aguas poco profundas durante la surgencia, pero al término de la surgencia descienden a mayor profundidad. *Neogloboquadrina dutertrei* parece estar relacionada con la capa de clorofila máxima, mientras que especies como *Orbulina universa* disminuyen su abundancia cuando ocurren surgencias.

Kincaid *et al.*, (2000) realizaron un experimento con trampas de sedimento por 3 años, con intervalos de 2 semanas entre las colectas, en la cuenca de Santa Bárbara. Sus resultados sugieren una relación entre la dinámica de la columna de agua y la variación del flujo de plancton en escalas estacionales e interanuales. Las especies más abundantes durante todo el año fueron *G. bulloides*, *Globigerina quinqueloba* y *N. incompta*. *Globigerina bulloides* es más abundante durante la surgencia, *N. incompta* está presente después de la surgencia. *Neogloboquadrina dutertrei* es más abundante cuando la columna de agua está estratificada. *Globigerinoides ruber* está asociada con especies de diatomeas y radiolarios con afinidad por el agua cálida.

Hendy & Kennett (2000) realizaron un censo de alta resolución de foraminíferos planctónicos en la cuenca de Santa Barbara, donde observaron que las variaciones en las asociaciones estaban asociadas a los ciclos de escala milenaria llamados Dansgaard-Oeschger. La asociación de *Neogloboquadrina pachyderma* y *G. glutinata* sugieren una fuerte influencia de la corriente de California y la asociación de *N. incompta* y *G. bulloides* sugieren que la corriente de California era más débil durante los eventos fríos o estadales.

Taylor *et al.*, (2018) realizaron un censo de 20 sitios del océano Pacífico norte para reconstruir temperaturas, cambios en ecosistemas, química y circulación. Con datos de distribución de 10 especies de foraminíferos planctónicos, y sus asociaciones, definieron 6 zonas faunales: subpolar, transicional, de surgencia, subtropical, ecuatorial del este y ecuatorial del oeste. Se sugiere que la abundancia de *N. pachyderma* se puede usar para evaluar cambios en temperaturas y la abundancia de *G. bulloides* puede reflejar cambios en la disponibilidad de alimento.

A continuación, se describe la ecología de las principales especies de foraminíferos planctónicos presentes en el golfo de California, de acuerdo con los trabajos previamente descritos. Así mismo, presentamos su clasificación taxonómica basada en el trabajo de Loeblich Jr & Tappan (1964) y actualizada a partir de WoRMS, (2021).

Dominio: Eucariota

Phylum: Retaria

Subphylum: Foraminifera (d'Orbigny, 1826)

Clase: Globothalamea (Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013)

Orden: Rotaliida (Delage & Hérouard, 1896)

Familia: Globigerinidae (Carpenter *et al.*, 1862)

Género: Globigerina (d'Orbigny, 1826)

***Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826)**

Es una especie típica de zonas subpolares y templadas (Kennett & Srinivasan, 1983; Hemleben *et al.*, 1989), que tolera un amplio rango de temperatura, entre 7 y 23 °C (Kucera, 2007), aunque suele predominar entre los 7 y 15 °C y salinidades entre 34 y 37 (Kennett & Srinivasan, 1983). Su alimentación es omnívora, e incluye zooplancton y otros foraminíferos. En el hemisferio norte se encuentra predominantemente en las estaciones de invierno y primavera, aunque puede estar presente todo el año (Kucera, 2007). Se puede observar en la superficie (entre 20 y 100 m), principalmente por encima de la termoclina (Hemleben *et al.*, 1989). Se

encuentra generalmente en la zona somera de máxima concentración de clorofila y se localiza principalmente en zonas con surgencias muy productivas (Hilbrecht, 1996; Taylor *et al.*, 2018). La especie se asocia a altos niveles de zooplancton y bajos niveles de fitoplancton por lo que es observado comúnmente en los estadios finales de la surgencia (Sautter & Thunell, 1991; Brasier, 1995; Murray, 1995).

***Globigerina falconensis* (Blow, 1959)**

Es una especie que se encuentra en zonas subpolares, y se ubica en la zona fótica (Kennett & Srinivasan, 1983; Hemleben *et al.*, 1989). Se puede observar en agua con temperaturas entre 17 a 28 °C (Kucera, 2007). Ambiental y morfológicamente es similar a *G. bulloides*, pero difieren en que *G. falconensis* presenta un labio en su apertura, mientras que *G. bulloides* no (Malmgren & Kennett, 1977).

Familia: Globigerinidae (Carpenter *et al.*, 1862)

Género: Globigerinoides (Cushman, 1927)

***Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839)**

Es una especie que se encuentra en aguas subtropicales a tropicales (Kennett & Srinivasan, 1983; Hemleben *et al.*, 1989), con temperaturas entre 14 y 29 °C (Kucera, 2007) y salinidades entre 22 y 49 (Bijma *et al.*, 1990). *Globigerinoides ruber* posee 2 fenotipos, uno de color rosa y uno de color blanco. La variedad rosa suele ser más grande que la blanca, y se encuentra típicamente en aguas más cálidas (Kennett & Srinivasan, 1983). Es una especie omnívora, y vive en simbiosis con dinoflagelados en aguas oligotróficas en zonas de surgencias estacional (Field, 2004). *Globigerinoides ruber* es predominante en la estación de verano (Davis *et al.*, 2019), se encuentra en la superficie dentro de los primeros 50 m de la capa de mezcla (Kucera, 2007).

Familia: Globorotaliidae (Cushman, 1927)

Género: Globorotalia (Cushman, 1927)

***Globorotalia menardii* (d'Orbigny in Parker, Jones & Brady, 1865)**

Es una especie que se encuentra en zonas tropicales (Hemleben *et al.*, 1989), principalmente en agua con temperaturas entre 12 y 27 °C (Kucera, 2007) y salinidades entre 24 y 44 (Bijma *et al.*, 1990; Kucera, 2007). Es herbívora y predominante en otoño, presente en aguas estratificadas, pero con mayor abundancia y distribución en la profundidad máxima de clorofila. Lleva a cabo

migraciones verticales a lo largo de la columna de agua y puede observarse desde la superficie hasta los 100 m de profundidad (Hemleben *et al.*, 1989).

Familia: Globorotaliidae (Cushman, 1927)

Género: Neogloboquadrina (Bandy, Frerichs & Vincent, 1967)

***Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839)**

Es una especie que se encuentra en su mayoría en aguas tropicales y subtropicales, aunque también se ha llegado a observar en zonas de transición (Hemleben *et al.*, 1989). Preferentemente, se ubica en temperaturas entre 12 y 29 °C y en salinidades entre 25 y 40 (Bijma *et al.*, 1990; Hilbrecht, 1996). Es herbívora y predomina en ambientes productivos. En zonas con altos niveles de clorofila tiene su abundancia máxima en donde está la concentración máxima de clorofila (Hemleben *et al.*, 1989). Se observa generalmente entre los 100 y 200m de profundidad (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Neogloboquadrina incompta* (Cifelli, 1961)**

Es una especie que se encuentra en zonas de transición y subpolares, con preferencia por agua cálido-templada (Darling *et al.*, 2006) en temperaturas entre 8 y 19 °C (Kucera, 2007) y salinidades entre 34 y 37. Se alimenta de fitoplancton, principalmente diatomeas. Su abundancia máxima se observa en agua estratificada principalmente en la capa de clorofila máxima y se distribuye entre la capa de mezcla y la termoclina más profunda (Kennett & Srinivasan, 1983; Field, 2004; Hendy & Kennett, 2004).

1.2 Hipótesis

Empleando asociaciones de foraminíferos planctónicos podremos identificar las condiciones del ambiente en que habitaron cuando estaban vivos. La abundancia y distribución de los foraminíferos planctónicos nos brindará información sobre cambios ocurridos en el océano superficial, entre los que se incluyen surgencias, estratificación, productividad, y circulación oceánica.

1.3 Objetivos generales y particulares

Reconstruir e identificar cambios en las masas de agua y corrientes oceánicas en la margen oeste del golfo de California, a partir de asociaciones de foraminíferos planctónicos presentes en un núcleo sedimentario que contempla los últimos 28 ka.

Objetivos particulares:

Establecer la relación que existe entre la circulación del golfo de California y la distribución de especies de foraminíferos planctónicos encontrados en el núcleo AII-125-8-JPC20.

Realizar una reconstrucción paleoceanográfica para distinguir las variaciones presentes en el agua superficial en la margen oeste del golfo de California.

Comparar la información de las masas de agua reconstruidas con los cambios en la productividad biológica y el clima regional.

2. Área de estudio

2.1 Ubicación geográfica

El golfo de California se localiza al noroeste de México, entre el trópico de Cáncer y el paralelo 32°N. Posee una longitud de 1100 km, un ancho de 200 km y una superficie total aproximada de 160 000 km² (Figura 1) (Lavín & Marinone, 2003). El golfo se encuentra rodeado por los estados de Baja California, Baja California Sur, Nayarit, Sinaloa y Sonora, y por un sistema montañoso ubicado a lo largo de la península de Baja California, el cual tiene una altura promedio entre 1 y 3 km (Alvarez-Borrego, 1983).

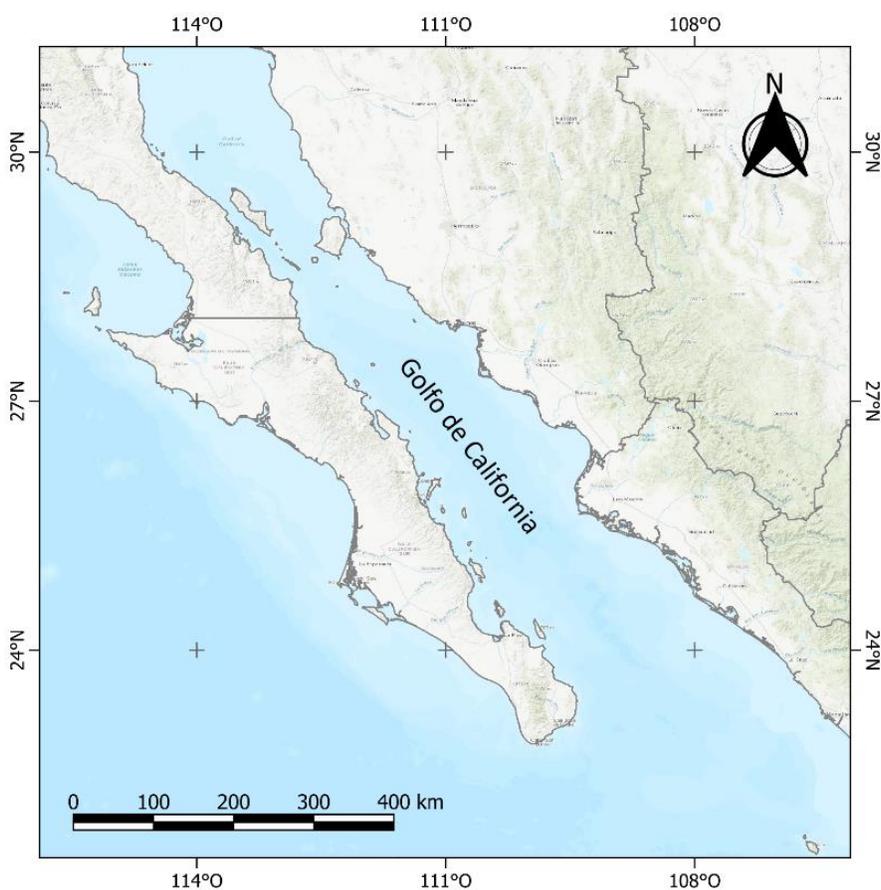


Figura 1. Ubicación geográfica del golfo de California.

2.2 Clima regional

El clima en la región continental del golfo de California es de tipo árido (Bw) (García & CONABIO, 2001), ya que se encuentra rodeado por el desierto de Sonora y la árida península de Baja California Sur (Zavala *et al.*, 1998).

La temperatura atmosférica promedio sobre el golfo de California en invierno es de 17.6 °C, en primavera de 18.9 °C, en verano de 24.5 °C y en otoño es de 23.3 °C. En invierno la temperatura disminuye en dirección al interior del golfo de California; aunque en la costa oeste de Sinaloa y Sonora, la temperatura es casi 2 °C mayor que en la costa este de Baja California. En verano, la temperatura aumenta en dirección al interior del golfo de California y la diferencia de temperatura entre la costa este de Baja California, con respecto a la costa oeste de Sinaloa y Sonora, es de hasta 10 °C (Alvarez-Borrego, 1983).

El golfo de California se ubica en una zona de alta presión subtropical cercana a los 30°N, latitud en la que se encuentran los grandes desiertos del mundo. Los sistemas de alta presión típicamente se encuentran asociados al aire ascendente que traen consigo tiempo claro, seco y cálido (Brito-Castillo *et al.*, 2010).

Los sistemas de presión que se ubican sobre el golfo de California son: la baja Aleutiana, el alta del Pacífico nororiental, el alta de las Bermudas y la baja de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) (Figura 2) (Badam, 2003). Estos sistemas de presión están asociados a la circulación atmosférica global que se encarga de transportar el calor desde las zonas ecuatoriales hacia los polos. El aire que se eleva a partir de la ITCZ se redistribuye hacia las altas latitudes, descendiendo a los 30°N cuando alcanzan los 20,000 m de altura, asociado con la formación de los sistemas de alta presión subtropicales en superficie (Brito-Castillo *et al.*, 2010).

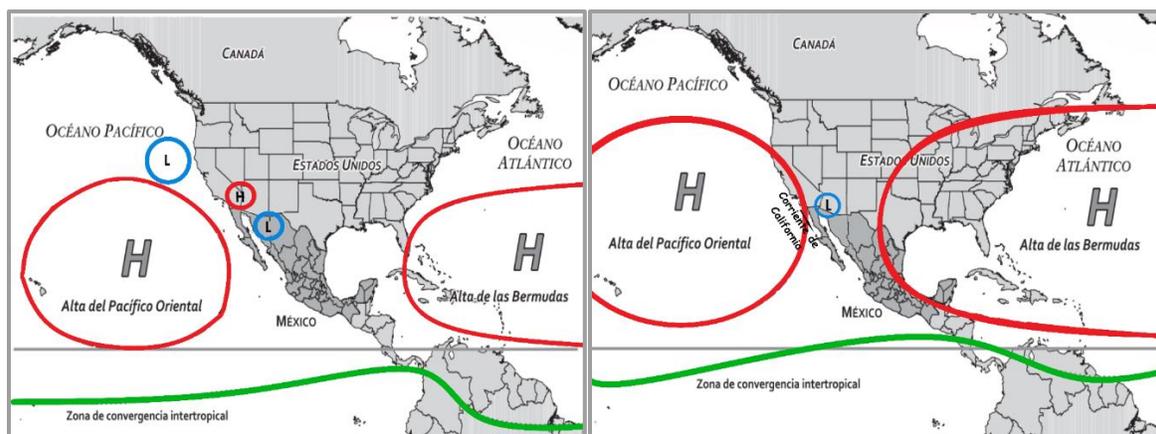


Figura 2. Posicionamiento de los sistemas de presión atmosférica en invierno (izquierda) y verano (derecha). La letra H son altas presiones y la L bajas presiones. Imagen tomada y modificada de Brito-Castillo *et al.*, (2010).

Los vientos sobre el golfo de California son afectados por el sistema montañoso de la península de Baja California, y los sistemas de presión atmosférica. En invierno, los vientos tienen una velocidad promedio de 8 a 12 m/s (Ripa *et al.* 2001) y provienen del noroeste. En verano, los vientos tienen una velocidad de 5 m/s y provienen del sureste,

siendo dirigidos hacia el oeste del golfo de California (Lavín & Marinone, 2003). Durante el invierno, en el Pacífico norte se encuentra la baja presión de las Aleutianas cercana a la costa oeste de Estados Unidos; mientras una alta presión ubicada en el noroeste del golfo de California genera vientos intensos paralelos a la costa (Figura 3) (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991). En verano, la alta presión del Pacífico oriental se localiza más cerca del golfo, y una baja presión sobre Sonora que ocasiona vientos locales débiles (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991).

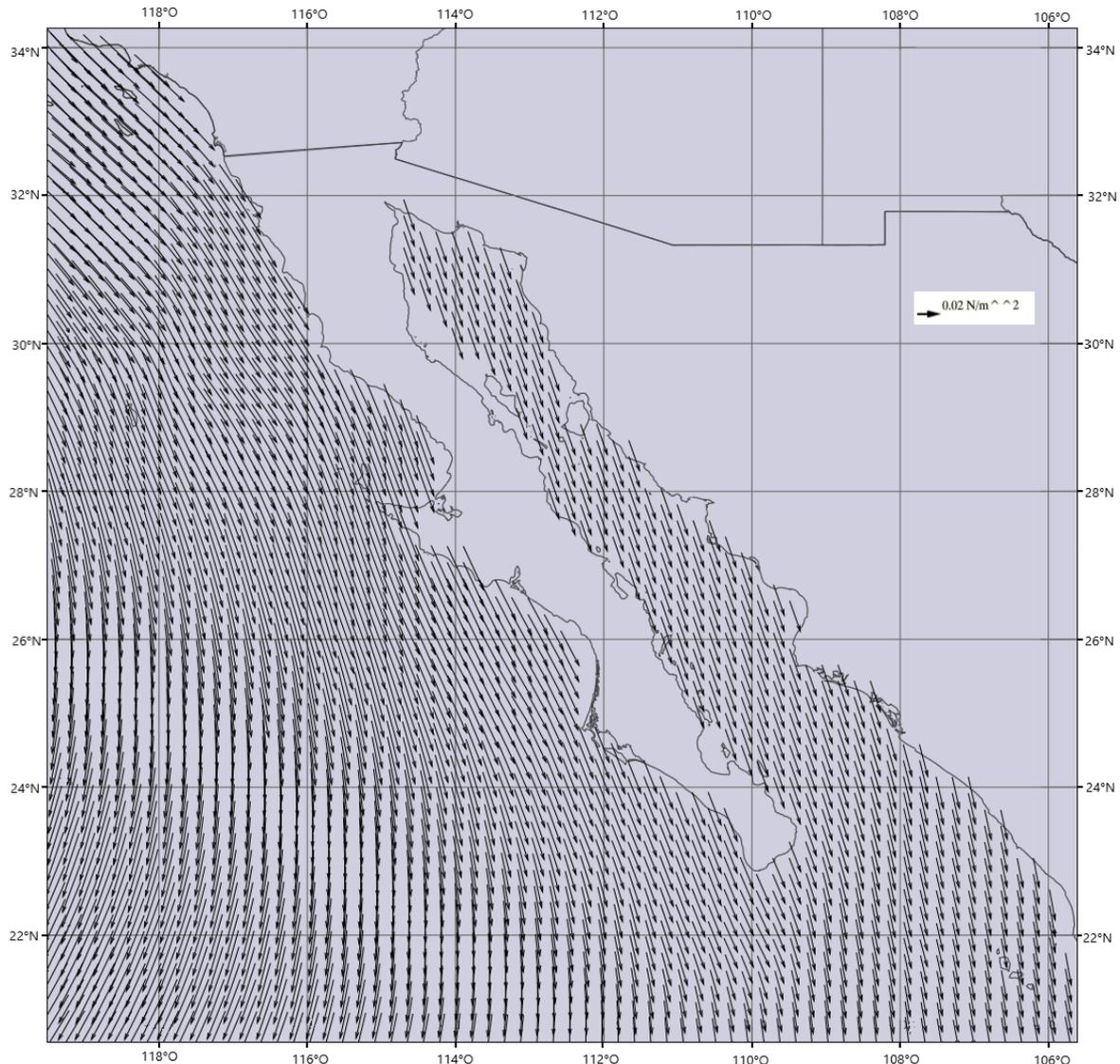


Figura 3. Mapa de vectores de estrés del viento promedio en invierno (N/m^2) [SSMI GSSTFM v3]. Imagen tomada de Giovanni-NASA (2021).

La precipitación en el golfo de California varía con la ubicación de los sistemas de presión y la ITCZ. En invierno, la alta presión en el Pacífico oriental y la posición sureña de la ITCZ, generan que los sistemas de tormentas y la precipitación se muevan hacia el norte,

limitados a la zona del golfo de California. En verano, hay un sistema intenso de alta presión en la zona de las Bermudas y dada la posición más norteña de la ITCZ, se fortifica el flujo desde el sur, generando precipitaciones en el noroeste de México (Figura 4). Asimismo, la precipitación media anual en el lado este del golfo es de 178 – 202 mm/año, mientras que del lado oeste del golfo es de 421 – 770 mm/año (SEMARNAT, 2021) (Figura 5). También, en los meses de julio y septiembre se genera el llamado Monzón Mexicano, o de Norteamérica (NAM), que permite la entrada de humedad desde el sur y puede generar más tormentas tropicales. El monzón proporciona casi el 50% de la precipitación media anual del norte del país (Barron *et al.*, 2012).

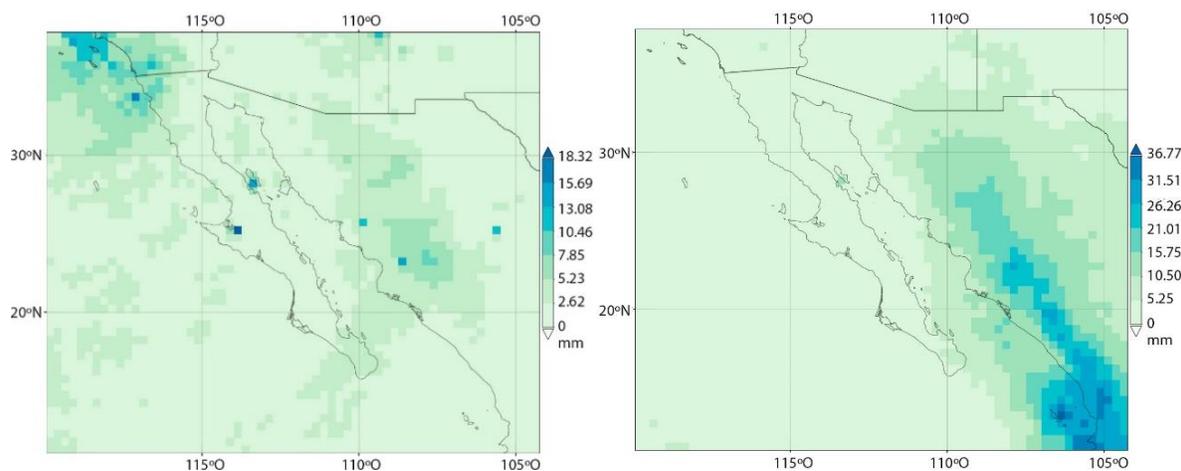


Figura 4. Precipitación promedio (mm/hr) [TRMM TRMM-3B42 v7] en invierno (izquierda) y verano (derecha). Imágenes tomadas de Giovanni-NASA (2021).

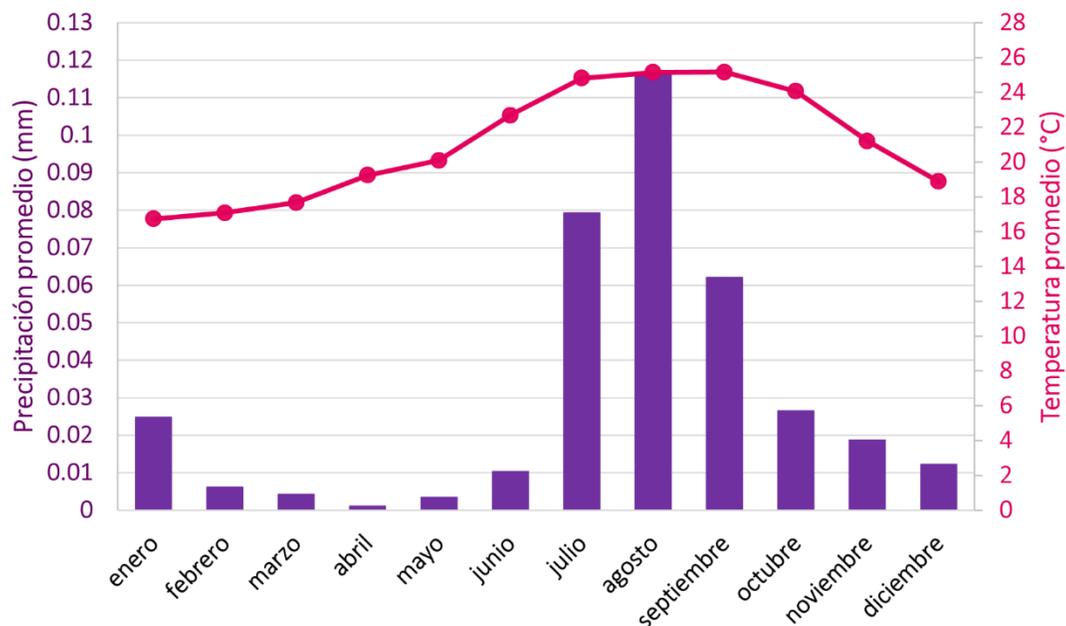


Figura 5. Temperatura atmosférica promedio (°C) [AIRS AIRX3STM v7.0] y precipitación promedio (mm) [TRMM TRMM-3B42 v7] anual. Datos obtenidos de Giovanni-NASA (2021).

2.3 Oceanografía

La oceanografía del golfo de California fue estudiada por Lavín & Marinone en el 2003, dividiendo el golfo en 5 provincias (Figura 6): (1) la zona de la entrada (Entrance Zone), que tiene comunicación con el océano Pacífico; (2) el sur del golfo de California (SGC), que abarca desde Cabo San Lucas hasta donde hay profundidades promedio de 2000 m; (3) el archipiélago, donde las profundidades están entre 400 y 500 m; (4) el norte del golfo de California (NGC), cuya profundidad promedio es de 300 m; y (5) la parte superior o alto golfo de California, con profundidades someras (<30 m), en particular, cerca del río Colorado (Lavín & Marinone, 2003).

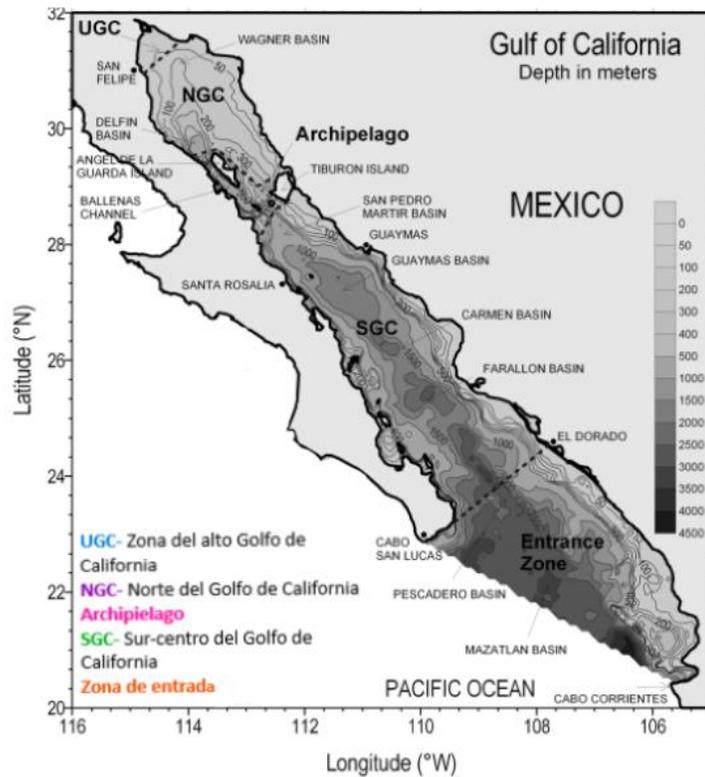


Figura 6. Mapa batimétrico del golfo de California, donde se incluyen los nombres de las cuencas y división de las 5 provincias. Imagen tomada y modificado de Lavín & Marinone (2003).

La temperatura superficial del golfo de California se puede definir en dos periodos. Un periodo entre el invierno y primavera con temperaturas menores a 25 °C, y otro entre el verano y otoño con temperaturas mayores a 25 °C, (Figura 7 y 8) (Robles-Tamayo *et al.*, 2018).

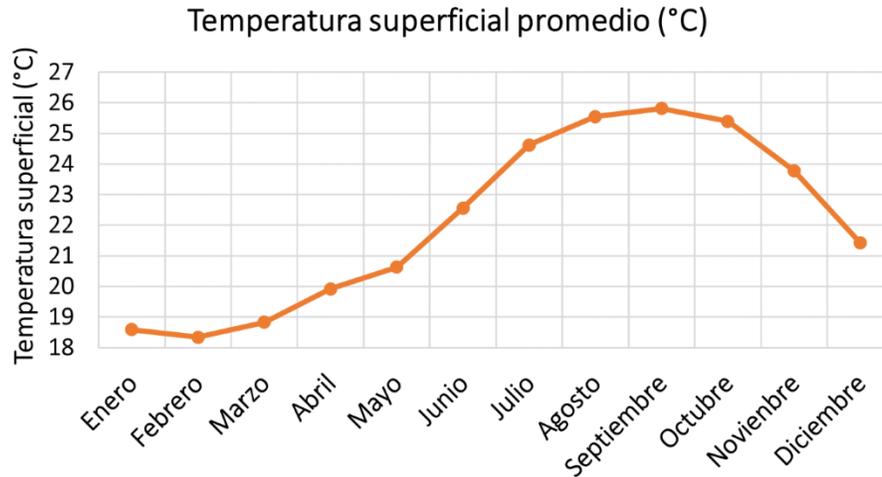


Figura 7. Promedio de la temperatura superficial del mar (°C) [MODIS-Aqua MODISA L3m_SST_Monthly_4km vR2019.0]. Tomado de Giovanni-NASA (2021).

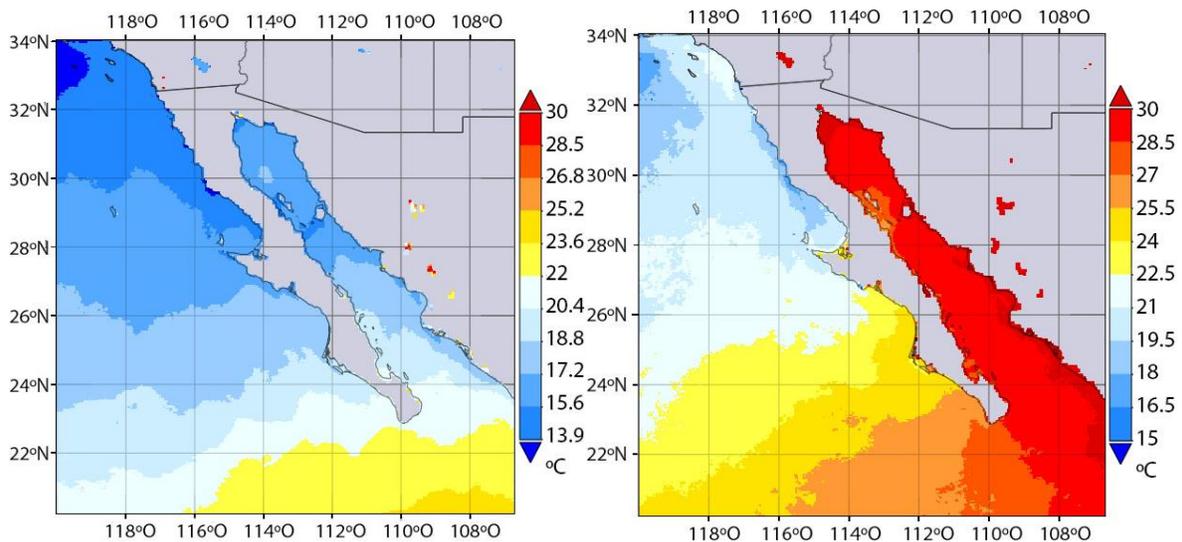


Figura 8. Temperatura superficial del mar promedio (°C) [MODIS-Aqua MODISA_L3m_SST_Monthly_4km vR2019.0], en invierno-primavera (izquierda) y en verano-otoño (derecha). Imágenes tomadas de Giovanni-NASA (2021).

Las masas de agua presentes en el golfo de California son seis (Lavín & Marinone, 2003), como se enlistan a continuación de sur a norte y de la superficie al fondo (Figura 9). Todas ellas se abrevian de acuerdo con sus siglas en inglés:

TSW (*Tropical Subsurface Water*): Agua superficial tropical ($S < 35$, $T \geq 18$ °C).

GCW (*Gulf of California Water*): Agua del golfo de California ($S \geq 35$, $T > 12$ °C).

CCW (*California Current Water*): Agua de la corriente de California ($S < 34.5$, $12 \leq T < 18$ °C), no aparece en la figura porque se encuentra en la entrada del golfo).

StSsw (*Subtropical Subsurface Water*): Agua superficial subtropical ($34.5 < S < 35, 9 \text{ }^\circ\text{C} \leq T < 18 \text{ }^\circ\text{C}$).

PIW (*Pacific Intermediate Water*): Agua intermedia del Pacífico ($34.5 \leq S < 34.8, 4 \leq T < 9$).

PDW (*Pacific Deep Water*): Agua profunda del Pacífico ($S > 35.4, T < 4$).

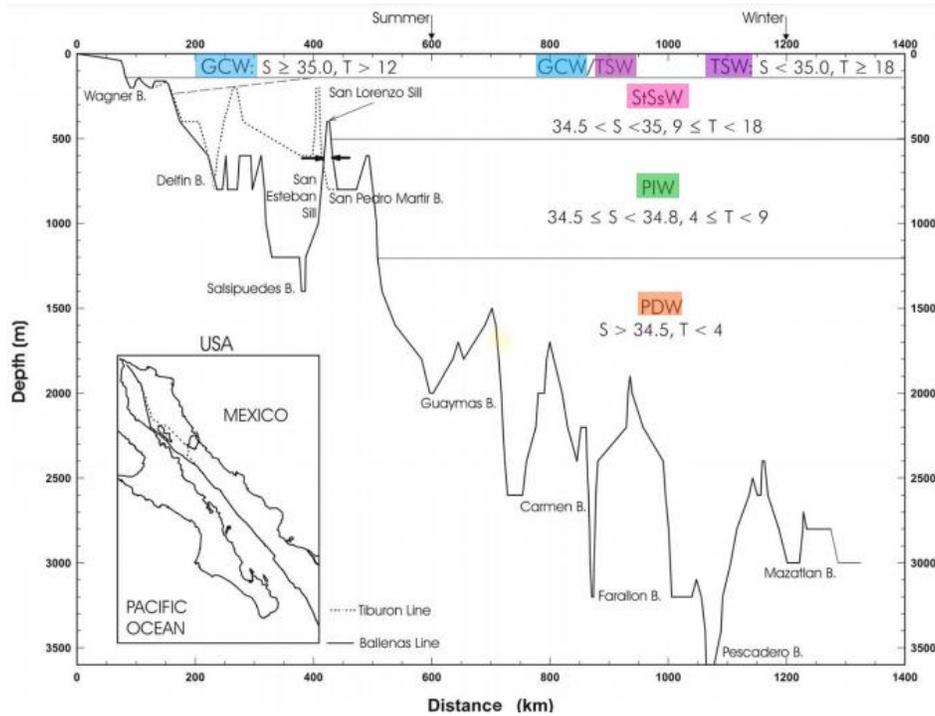


Figura 9. Distribución vertical de masas de agua del golfo de California. La batimetría se muestra a lo largo de las líneas presentes en el mapa. Imagen tomada y modificada de Lavín & Marinone (2003).

La salinidad superficial del golfo de California varía entre 35.0 y 35.8 con cambios pequeños entre estaciones. En invierno, la salinidad a la entrada del golfo varía entre 35.5 y 36.5, y en el sur-centro entre 35.8 y 37.1 (Roden, 1958). En verano, la salinidad en el norte del golfo es mayor por la evaporación. En otoño, la falta de lluvias también genera una alta salinidad, aunque por debajo de la termoclina, la salinidad en el golfo es menor a 34.60 entre los 400 y 800 m de profundidad (Roden, 1964).

La extensión de las corrientes superficiales en el golfo de California varía a causa de los vientos y los sistemas de presión atmosférica. La circulación superficial en el norte del golfo de California está definida por un giro estacional, que de junio a septiembre es ciclónico y de noviembre a abril es anticiclónico; con velocidades promedio de 0.35 m/s en ambas temporadas (Lavín & Marinone, 2003). Por otra parte, las corrientes que se encuentran en el océano Pacífico nororiental son: la corriente de California, la corriente Ecuatorial del Norte y la corriente Mexicana del Oeste (Figura 10), que se describen a continuación.

Corriente de California (CC, *California Current*)

La CC tiene una variación de velocidad aproximada anual entre 0.926 - 0.6482 km/h, pero en invierno-primavera es constante y en verano otoño es más variable (Wyrki, 1965). La CC es fría y fluye desde el norte a lo largo de la costa oeste de California hasta la península de Baja California. En invierno y primavera, la corriente es fuerte y circula casi pegada a la línea de costa de California y Baja California, gradualmente, por debajo de la termoclina va girando hacia el oeste, pero superficialmente sigue por la costa de México, hasta que llega cerca del sur de la península de Baja California y posteriormente gira hacia el suroeste (Kessler, 2006).

Corriente Ecuatorial del Norte (NEC, *North Equatorial Current*)

La NEC se ubica al este de los 118 °O y está conformada por agua de la CC y agua de la NECC (*North Equatorial Countercurrent*); aunque la contribución de ambas varía durante el año. En primavera, la NEC es conformada casi en su totalidad por la CC, pero el agua el NECC es más significativa el resto del año (Kessler, 2006).

Corriente Mexicana del Oeste (WMC, *West Mexican Current*).

La WMC es una corriente subsuperficial cálida, más intensa en primavera y otoño con velocidades aproximadas de 0.36 km/h (Gómez-Valdivia *et al.*, 2013) y frecuentemente puede llevar agua hacia el interior del golfo. La WMC fluye hacia el norte a lo largo de la costa de México (Chiappa-Carrara *et al.*, 2019) desde el golfo de Tehuantepec y hasta cabo Corrientes, cuando deja atrás a la CRCC (*Costa Rica Coastal Current*).

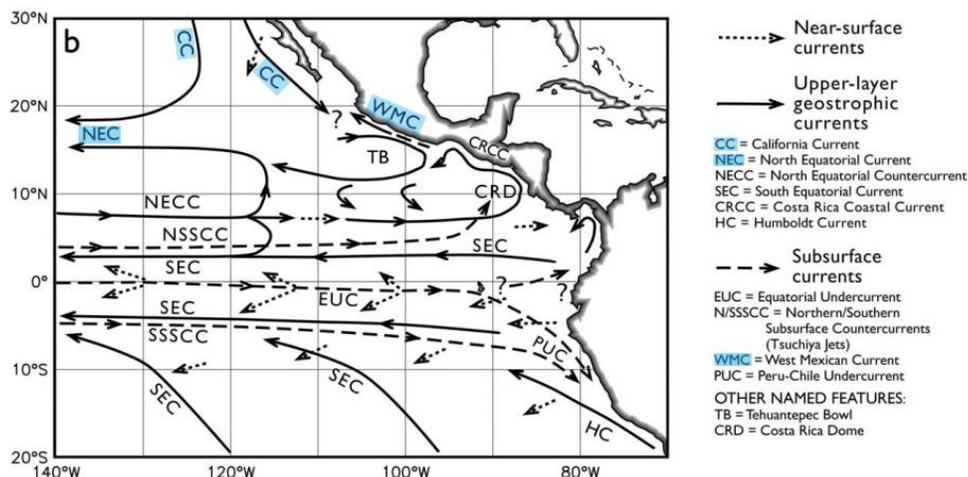


Figura 10. Corrientes en el océano Pacífico (las que están en azul son las mencionadas en el texto). Tomado y modificado de Kessler, (2006).

Otras características fisicoquímicas destacables del golfo de California son sus concentraciones de oxígeno, de clorofila y de nutrientes.

La concentración de oxígeno en el norte del golfo a profundidades de 500 a 1100 m es mínima, casi nula, lo que es útil para preservar sin bioturbación los sedimentos marinos y favorecer la sedimentación y preservación de los restos de los organismos pelágicos y bénticos (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991). En la zona centro del golfo, las concentraciones de oxígeno son menores que en la entrada (Roden, 1958). En el sur del golfo, la concentración de oxígeno entre cuencas que se ubican a profundidades cercanas a los 2500 m son: para la cuenca Pescadero ca. 2.3 ml/l, la cuenca Farallón ca. 1.7 ml/l, y la cuenca Carmen ca. 1.4 ml/l (Gaxiola-Castro *et al.*, 1978). En la entrada del golfo de California, en la zona más superficial (100 m) es mayor que 1 ml/l, por debajo de esta zona tiene menos de 0.5 ml/l, y a los 3500 m aumenta a 2.4 ml/l.

Las regiones de alta concentración estacional de clorofila *a* ocurren en invierno en el este del golfo de California, con valores entre 2.0 y 4.9 mg/m³. En verano, los valores más altos se ubican al oeste del golfo, con concentraciones entre 0.20 y 0.21 mg/m³ (Ledesma-Vázquez *et al.*, 2009) (Figura 11).

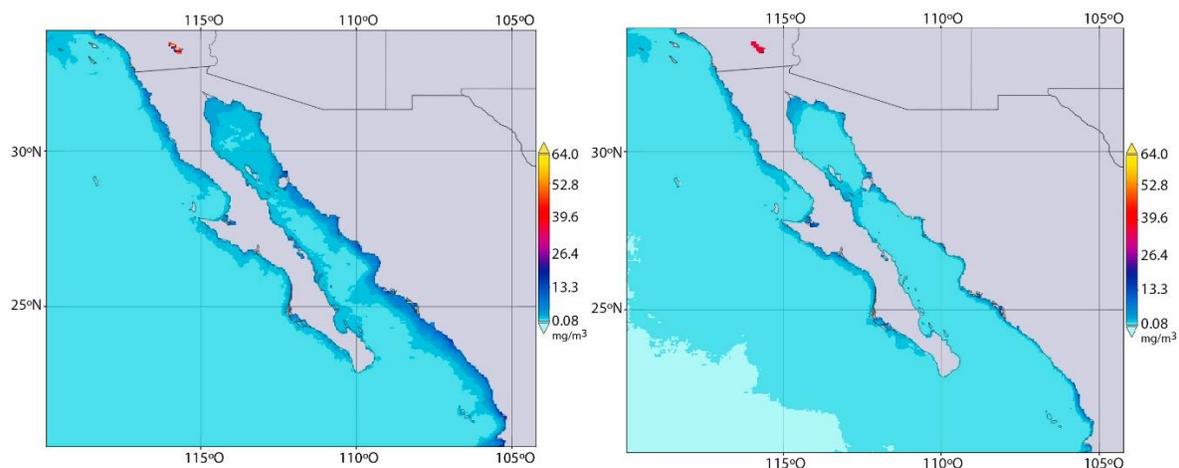


Figura 11. Clorofila *a* promedio (mg/m³) [MODIS-Aqua MODISA_L3mCLH_8d_4Km v2018], en invierno-primavera (izquierda) y verano-otoño (derecha). Imágenes tomadas de Giovanni-NASA (2021).

La distribución de clorofila *a* en el golfo está influenciada por las surgencias costeras de agua subsuperficial fría y rica en nutrientes. Las surgencias ocurren con mayor intensidad en invierno y primavera a lo largo de las costas de Sonora y Sinaloa (Roden, 1958), que promueven el incremento del fitoplancton a lo largo de la costa. Las surgencias del golfo de California tienen una de las concentraciones de nutrientes más altas de los océanos del mundo (Alvarez-Borrego & Schwartzlose, 1979).

La distribución de nutrientes en el golfo de California disminuye hacia el sur y aumenta con la profundidad. Mientras que la distribución vertical de nutrientes en el golfo de California es similar entre la entrada del golfo y la de mar abierto.

El silicio en la parte norte del golfo tiene una concentración de 70 μM a los 1500 m. En el centro del golfo, tiene 30 μM a los 100 m, y 170 μM a los 3000 m. En invierno, tiene entre 53 a 67 μM a los 80-125 m. (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991).

El fosfato en la parte norte del golfo tiene una concentración de 3 μM a los 1500 m. En el centro del golfo tiene 2 μM a los 100 m. Entre los 800–1200 m llega a su máximo de 3.5 μM , pero disminuye hasta 2.8 μM a los 3000 m. En invierno, tiene una concentración entre 2.3-2.5 μM entre los 80-125 m. (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991).

El nitrato en la parte norte del golfo tiene una concentración de 30 μM a los 1500 m. En el centro del golfo, en la superficie tiene entre 0.1 a 0.6 μM ; entre 25 y 30 μM a 100 m, pero alcanza su máximo de 43-44 μM entre los 1000 - 1300 m, pero disminuye a 39 μM entre los 2500 a 3000 m. En invierno tiene entre 21-23 μM a los 80-125 m (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991).

Con base en la concentración de nutrientes, se sabe que la mayor abundancia de fitoplancton en el golfo de California se da en invierno-primavera, con la menor en verano-otoño. Asimismo, el fitoplancton suele tener una mayor abundancia cuando hay eventos de surgencias y mezcla vertical somera en el centro del golfo, siendo menor cuando el agua se estratifica y se calienta, por lo que el crecimiento del fitoplancton es relativamente bajo en la zona sur del golfo que en la costa este (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991).

2.4 Geología

La formación geológica del golfo de California está definida por dos eventos tectónicos. El primero se define por dos arcos magmáticos sub paralelos que se formaron entre el Jurásico tardío al Cretácico tardío (163-90 Ma) (Martin-Barajas, 2014). El segundo es el proceso de *rifting* que terminó en la apertura del golfo, el cual comenzó aproximadamente hace 12 millones de años (Oskin & Stock, 2003). La apertura del golfo se dio en 2 eventos de extensión. La primera es la extensión del proto golfo y la segunda es la expansión del fondo oceánico, donde se desarrollaron fallas transformantes (Stock & Hodges, 1989). Las fallas laterales o transformantes se presentan desde la entrada del golfo de California hasta la falla de San Andrés en California (Calmus *et al.*, 2017). Por esta expansión, en el golfo se generaron cuencas, entre las que destacan: Tiburón, Ángel de la Guarda, San José, Cerralvo, Carmen y Miramar (Figura 12).

Durante la apertura del golfo, los movimientos de extensión permitieron la incursión progresiva de agua creando así un nuevo mar, el cual fue somero al inicio, profundizando paulatinamente conforme aumentaba la separación y la subsidencia asociada a la extensión de la corteza. En cuanto al relieve submarino, la parte norte del golfo de California es somera, lo que genera una oscilación de mareas que llegan a superar los 9 m y el sur del golfo presenta relieves submarinos abruptos con fosas abisales de más de 3 km de profundidad (Calmus *et al.*, 2017). Actualmente, hay más de 900 islas, entre ellas la isla del Carmen, con forma alargada con dirección nornoreste (NNE) respecto a la costa de Baja California y está conformada por rocas volcánicas del Mioceno cubiertas por rocas marinas del Mioceno-Pleistoceno (Carreño & Helenes, 2002).

Por último, se hablará de la sedimentación en el golfo de California, principalmente de la que ocurre por debajo de la zona de oxígeno mínimo (300-800 m), donde las láminas de sedimentos se mantienen intactas gracias a la escasa bioturbación (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991).

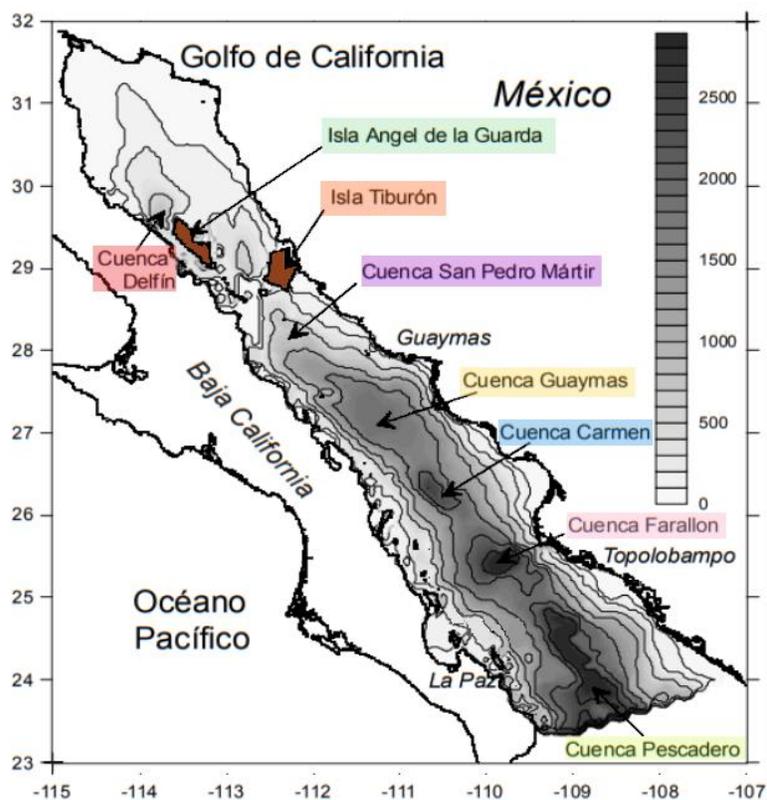


Figura 12. Localización y batimetría de las principales cuencas del golfo de California. Imagen tomada y modificada de Makarov & Jiménez-Illescas (2003).

Las texturas de los sedimentos varían desde arena hasta arcilla limosa (Gutiérrez-Estrada, 1982). En el centro y este del golfo, las láminas de sedimentos claras/oscuras se originan

durante la época de surgencias, cuando ocurre mezcla turbulenta y los giros de mesoescala, quienes exportan gran cantidad de material biogénico al fondo (Douglas *et al.*, 2007). En el oeste del golfo casi no ocurren surgencias, entonces los componentes biogénicos disminuyen y se favorece la presencia de sedimentos carbonatados (CaCO_3) producidos en la superficie de la columna de agua estratificada. En particular en la región centro oriental, que es donde ocurre la mayor productividad y surgencia en las estaciones de invierno-primavera, la alternancia entre láminas de sedimentos claros se da por los altos niveles de diatomeas, pero las láminas oscuras se dan por la alta cantidad de sedimentos ricos en materia orgánica y polvo del desierto que son transportados por los vientos en verano (Alvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991).

3. Materiales y Métodos

3.1 Núcleo de sedimentos

En esta tesis se trabajó con el núcleo de pistón gigante AII 125-8 JPC 20 (JPC20) que fue colectado al oeste de la cuenca Carmen, en el golfo de California, en las coordenadas $26^{\circ}2.29'N$, $110^{\circ}55.81'O$ (Figura 13). El núcleo fue recuperado con un nucleador de pistón jumbo en la *Expedición Oceanográfica AII 125-8 (Crucero 125 Expedición 8)* a bordo de *B/O Atlantis II* en 1990, colectado a una profundidad de 845 m, con una longitud de penetración de 16.4 m. Las muestras fueron solicitadas al repositorio de núcleos del *Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI-Core Repository, IGSN: WHO000216)* donde la resolución de muestreo fue cada 5 cm, tomado con 1 cm de grosor, aproximadamente. Las muestras de sedimento, así como las fotografías del núcleo y la descripción litológica fueron proporcionadas por el repositorio. En general, la columna sedimentaria muestra capas alternadas de diferente grosor, en tonos claros y oscuros, presentando lodos silico-calcáreos, materia orgánica y material terrígeno.

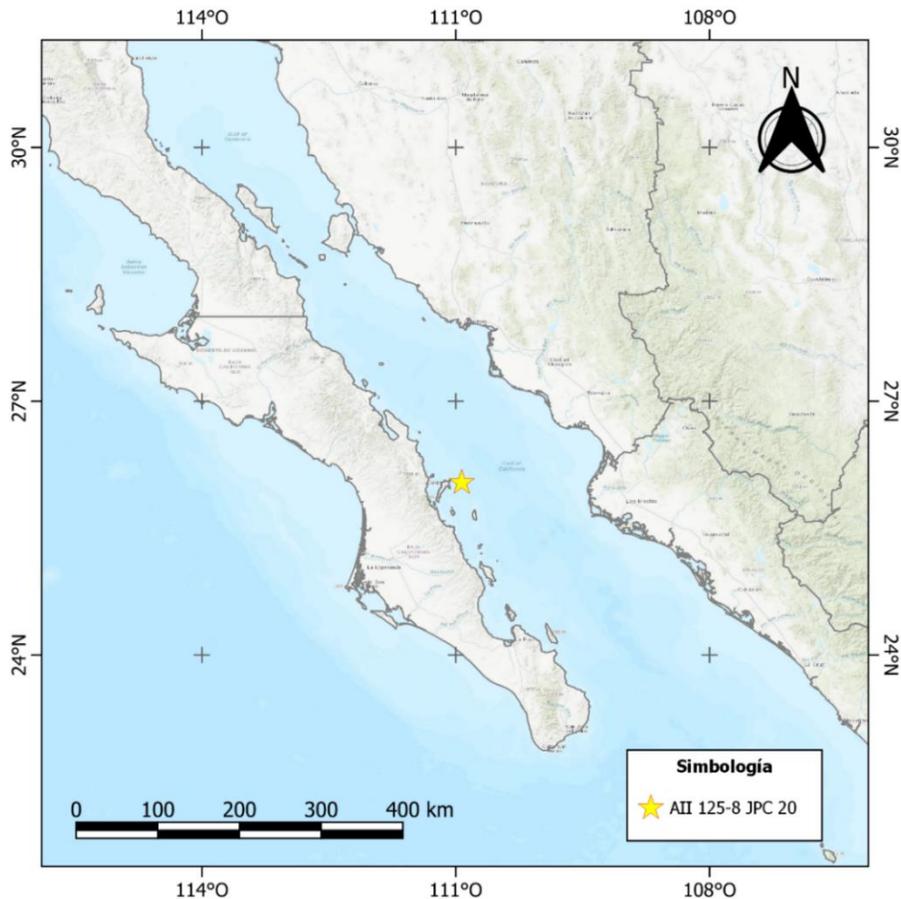


Figura 13. Ubicación de la zona de muestreo y lugar de colecta del núcleo JPC20 (indicado en la estrella amarilla).

3.2 Cronología del núcleo

El modelo de edad se obtuvo a partir de la interpolación lineal de siete muestras que fueron datadas con radiocarbono (^{14}C) mediante espectrometría de masas con aceleradores (AMS, por sus siglas en inglés). Los análisis de ^{14}C AMS fueron realizados en el laboratorio comercial *Beta Analytix* y se hicieron sobre el material orgánico presente en el sedimento total después de aplicar un baño de HCl al 10%. Las edades de radiocarbono se calibraron usando el programa Calib 7.1 (Stuiver *et al.*, 2019), con la curva de calibración Marine 13 (Reimer *et al.*, 2013), aplicando una corrección del reservorio marino (ΔR) de 442 ± 66 años (Tabla 1).

Tabla 1. Datos usados para el modelo de edad, tomados de Arellano-Torres *et al.* (2020).

Beta Analytic ID	Profundidad (cm)	Años ^{14}C	Error	Años cal AP (años antes del presente) \pm error 1σ	Tasa de sedimentación (cm/ka)
Beta-492675	5-6	1560	30	678 ± 65	
Beta-492676	200-201	8530	30	8553 ± 94	24.76
Beta-520195	330-331	11290	30	12346 ± 144	34.27
Beta-492677	470-471	13280	50	14557 ± 226	63.32
Beta-492678	1010-1011	17470	50	20058 ± 123	98.16
Beta-492679	1390-1391	21670	70	25132 ± 161	74.89
Beta-492680	1595-1496	23780	90	27283 ± 118	95.30

3.3 Procesamiento del sedimento para extraer foraminíferos

Las 82 muestras donadas por el repositorio fueron liofilizadas, ya que llegaron húmedas. Una vez secas se tomó en promedio 1 g de cada nivel (i.e., peso seco), después se lavaron a través de un tamiz de $62 \mu\text{m}$ en el laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático del Instituto de Geología de la UNAM. Cuando las muestras lavadas se secaron, se obtuvo el peso seco de la fracción $>62 \mu\text{m}$ (tamaño arena), y por diferencia, se calculó el peso de la fracción $<62 \mu\text{m}$ (tamaño de grano que incluye limos y arcillas). A partir de la fracción tamaño arena se procedió a extraer los foraminíferos planctónicos de cada nivel (cm).

3.4 Abundancia y distribución de foraminíferos

En la fracción de sedimento seco lavado $> 62 \mu\text{m}$ (tamaño arena), se volvieron a tamizar las muestras a través de una malla de $150 \mu\text{m}$, para poder separar los foraminíferos planctónicos adultos de los juveniles, y del resto de los componentes (materia orgánica, diatomeas, yeso, arenas, etc.). Sobre la fracción $>62 \mu\text{m}$ y $<150 \mu\text{m}$ se aislaron las testas de foraminíferos para obtener la abundancia y distribución de foraminíferos. De acuerdo con la cantidad de foraminíferos encontrados, en ciertas ocasiones se usó la totalidad de la muestra lavada. Sin embargo, en aquellas que tenían más abundancia de testas se tomó una porción representativa (i.e., una fracción de la muestra), para optimizar la revisión del material sedimentario.

Una vez teniendo la muestra completa, o la fracción, se procedió a separar las testas y a pizcar cada una de las testas de foraminíferos con la ayuda de un pincel muy fino (000) y húmedo, las testas se colocaron en una placa micropaleontológica. La placa micropaleontológica es un rectángulo de cartón oscuro de 7.5×2.5 cm con 0.2 o 0.3 cm de espesor que cuenta con divisiones, sobre la cual se coloca un portaobjetos y una camisa de aluminio, para proteger las testas y facilitar su observación.

Finalmente, con ayuda de un microscopio estereoscópico marca Velab *STEREO VE-S7* se realizó la determinación taxonómica de las especies utilizando la bibliografía especializada de Kennett & Srinivasan (1983), así como las bases de datos actualizadas de WoRMS (2021) y Mikrotax (2021), que fueron verificados por la Dra. Elsa Arellano-Torres. Se capturaron los datos en una hoja de cálculo para así obtener las gráficas de abundancia y distribución de las especies a lo largo de la columna sedimentaria, posteriormente, se construyeron las tablas y gráficas de abundancia absoluta (testas/g) y relativa (%) de cada especie.

3.5 Análisis multivariado de factores

En las muestras de foraminíferos planctónicos encontrados en el núcleo JPC20D, tras calcular las abundancias relativas (%), se construyó una matriz de datos considerando lo siguiente. De las 82 muestras revisadas, solo se incluyeron aquellas que contenían al menos 100 testas de foraminíferos planctónicos totales, y aquellas especies con más del 0.8% en la abundancia relativa (Phleger, 1960; Pattersson & Fishbein, 1989). Para determinar lo anterior, se realizó una curva de rarefacción, que es un procedimiento que permite realizar la comparación de la diversidad existente en distintas colectas (Simberloff, 1978). Con la curva de rarefacción, la idea es lograr estimar el tamaño mínimo representativo que debe cuantificarse en el muestreo de organismos. En particular, lo anterior aplica cuando las colectas son obtenidas a través de muestreos de intensidad

diferente. En este caso, ocurrió porque cada muestra contenía diferente abundancia de foraminíferos. A partir de estos datos, se creó una matriz de 6 casos (especies) y 38 variables (niveles) para realizar un análisis multivariado de factores.

El análisis de factores se usa para resumir una gran cantidad de información, a una pequeña cantidad de datos llamados factores. (Thunell, 1978; Hair *et al.*, 1999; Parker *et al.*, 2003; HIRAMA *et al.*, 2010). Los factores se pueden interpretar a partir de los datos que se calculan como *factor loadings* (cargas del factor) y *factor scores* (valores del factor). Si el propósito fundamental del análisis consiste en determinar las interrelaciones entre las entidades (especies), se procede a emplear el modo-Q (*Q-mode*). Aunque, si lo que se quiere es entender las interrelaciones entre los atributos (factores ambientales), se emplea el modo-R (*R-mode*) (Klovan, 1975).

Los *factor loadings* brindan una medida de la abundancia relativa de cada factor a lo largo del núcleo, o a lo largo del tiempo. Las cargas representan que tan importante es cada factor por muestra. Es decir, mientras más alta, el factor será más relevante para explicar la varianza de la muestra (Pisias, 1986; Molina-Cruz *et al.*, 1999).

Los *factor scores* identifican la importancia de cada variable o especie para caracterizar a cada factor. Es decir, mientras sea más alto el valor, más importante será la especie en ese factor (Pisias, 1986; Molina-Cruz *et al.*, 1999). El conjunto de especies agrupadas por los valores del factor representa un ensamble o asociación de especies.

En estudios paleoecológicos, como el presente trabajo, el análisis de factores puede usarse para observar la distribución de fauna relacionada con los cambios ambientales (*i.e.*, *Q-mode*), como sucede con la cantidad de alimento o la temperatura. Mientras que la variación en la distribución de cada factor puede interpretarse como una medida del cambio en la fauna de foraminíferos planctónicos (Thunell, 1978).

4. Resultados

4.1 Descripción del núcleo

El muestreo y la descripción litológica del núcleo fue realizada por curadores del *WHOI Core Repository* (Ellen Roosen, *com pers* (CMLGS, 2021)). En la Figura 14, se observa que la secuencia sedimentaria del JPC20 se distingue por tener laminaciones de sedimentos de espesores diferentes y tonalidades intercaladas entre claras y oscuras. La composición dominante de los sedimentos del JPC20 es de lodos silico-calcareos con capas lisas de lutita que se hacen más delgadas con la profundidad. La laminación varía de grosor a escala de cm hasta mm, con presencia de intervalos similares a capas de arena en algunas de las secciones más profundas del núcleo. Algunos intervalos son masivos, especialmente entre los niveles 1200 a 1000 cm del núcleo, a veces bioturbados entre 500 - 400 cm y en los últimos 100 cm. El rango de color varía de gris verdoso oscuro (5Y 3/2) a café verdoso claro (2.5 5/4) y café grisáceo oscuro (2.5 3/2) de acuerdo con la escala de color de Munsell. La composición del sedimento varía de arcilla-limosa, limo-arcilloso, arcilla limosa de diatomeas, arcilla limosa de nanofósiles, lodo silico-calcareo a lodo calcáreo con granos detríticos (Mora-Rivera, 2019). La abundancia más alta de componentes biogénicos silíceos está ubicada entre los niveles 1500 a 1600 cm y entre 400 a 100 cm del núcleo, mientras que los componentes biogénicos calcáreos están ubicados entre los niveles 1400 a 1200 cm y 500 a 400 cm del núcleo (Arellano-Torres *et al.*, 2020).

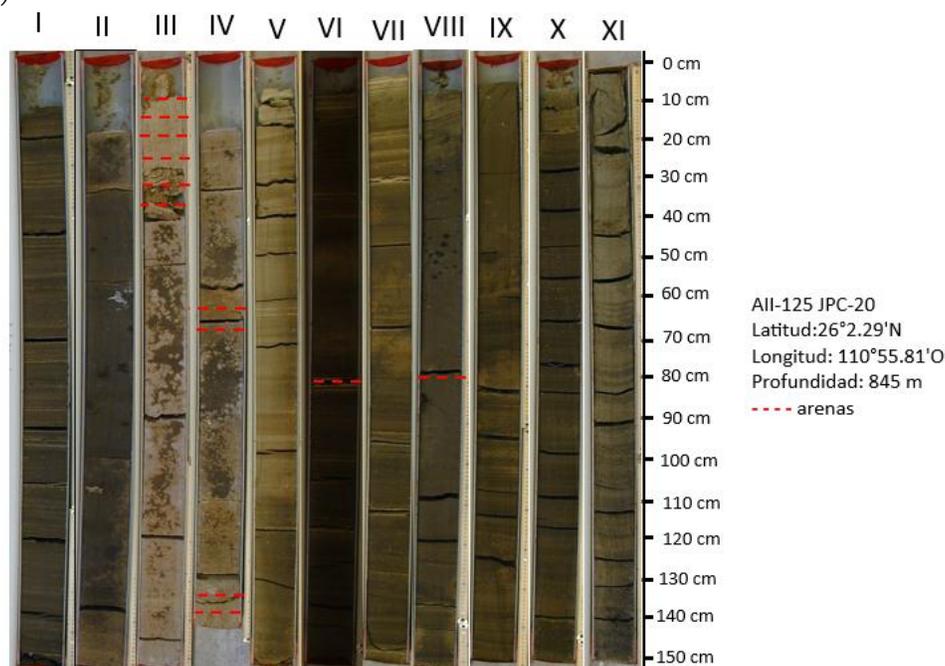


Figura 14. Fotografía del núcleo sedimentario JPC20. El número I corresponde a la cima o parte más superficial del núcleo, y el número XI a la base del núcleo. Imagen tomada de Mora-Rivera (2019).

4.2 Modelo de edad

El modelo de edad se obtuvo a partir de la realización de interpolaciones lineales de los datos de radiocarbono (AMS ^{14}C) previamente publicados (Arellano-Torres *et al.*, 2020) (Tabla 1). En su longitud total de 1600 cm, el modelo de edad muestra que el núcleo abarca los últimos 28 ka (Figura 15). Las edades reportadas están calibradas en años calendario antes del presente (años cal AP). La tasa de sedimentación promedio fue de 65.11 cm/ka.

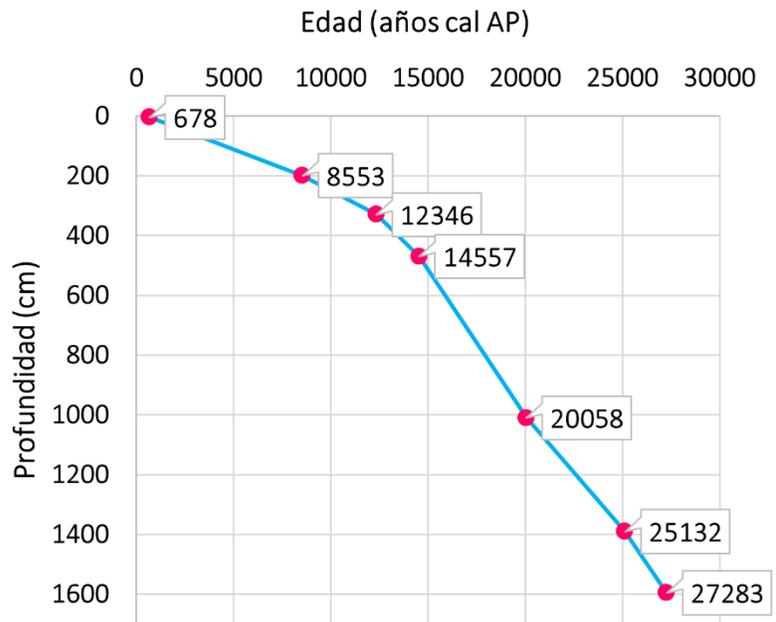


Figura 15. Modelo de edad. Basado en Arellano-Torres *et al.* (2020).

4.3 Proporción lodo/arena en el sedimento marino

Posterior al lavado de las muestras con el tamiz de 62 μm de apertura de malla, se calculó el porcentaje de arenas que componen al sedimento del núcleo JPC20. La composición mayoritaria de 1 g sedimento (*bulk sediment*) está conformada en promedio por 78.5% de partículas tamaño lodo (0.68 g) y 21.5% de tamaño arena (0.21 g).

Entre los intervalos 160 cm (6, 938 años cal AP) y 280 cm (2, 887 años cal AP), 540 cm (15, 270 años cal AP) y 560 cm (15, 474 años cal AP) así como de los 1,120 cm (20,192 años cal AP) a los 1,460 cm (28, 866 años cal AP) es cuando se observa la mayor contribución de los componentes con tamaño arena (más del 20%). Solo hay 2 muestras, la de 1195 cm (22,528 años cal AP) y la de 1220 cm (años cal AP) que tienen más del 95% de arenas, mientras que el resto de los niveles no superan el 20 % (Tabla 2 y Figura 16a).

Tabla 2. Porcentaje de arenas por nivel (cm) y edad (años cal AP).

Nivel (cm)	Edad (años cal AP)	% arenas	Nivel (cm)	Edad (años cal AP)	% arenas	Nivel (cm)	Edad (años cal AP)	% Arenas
40	2091	11.15	580	15678	5.48	1120	21527	77.27
60	2899	24.55	600	15881	7.88	1140	21794	17.08
80	3707	12.02	625	16136	11.68	1160	22061	12.82
100	4515	15.77	640	16289	8.98	1180	22328	10.79
120	5322	8.49	660	16493	12.75	1195	22528	95.53
140	6130	14.65	680	16696	8.52	1220	22862	95.35
160	6938	20.26	700	16900	7.52	1240	23129	16.28
180	7745	15.99	720	17104	5.89	1260	23396	26.34
205	8699	22.22	740	17308	6.51	1280	23663	23.15
220	9137	11.15	760	17511	7.54	1300	23930	24.21
240	9720	26.78	780	17715	9.08	1320	24197	13.52
260	10304	20.60	800	17919	16.67	1340	24464	19.10
280	10887	18.72	820	18122	16.60	1350	24598	17.59
300	11471	12.84	840	18326	27.14	1390	25132	21.91
320	12054	26.42	860	18530	11.19	1400	25237	31.66
340	12504	5.56	880	18734	15.66	1420	25447	48.65
360	12820	8.81	900	18937	13.35	1440	25657	17.75
380	13136	10.92	920	19141	11.25	1460	25866	28.76
400	13452	12.70	940	19345	11.53	1480	26076	19.49
420	13767	7.44	960	19549	10.78	1490	26181	10.06
440	14083	6.10	980	19752	11.51	1520	26496	18.09
455	14162	6.60	1000	19956	9.86	1540	26706	15.02
480	14659	7.02	1020	20192	9.54	1560	26916	28.02
500	14863	10.22	1040	20459	12.95	1580	27126	15.53
520	15066	14.01	1055	20659	10.68	1600	27335	8.94
540	15270	14.43	1085	21059	3.73	1620	27545	15.42
560	15474	15.51	1100	21260	9.81	1640	27755	44.88

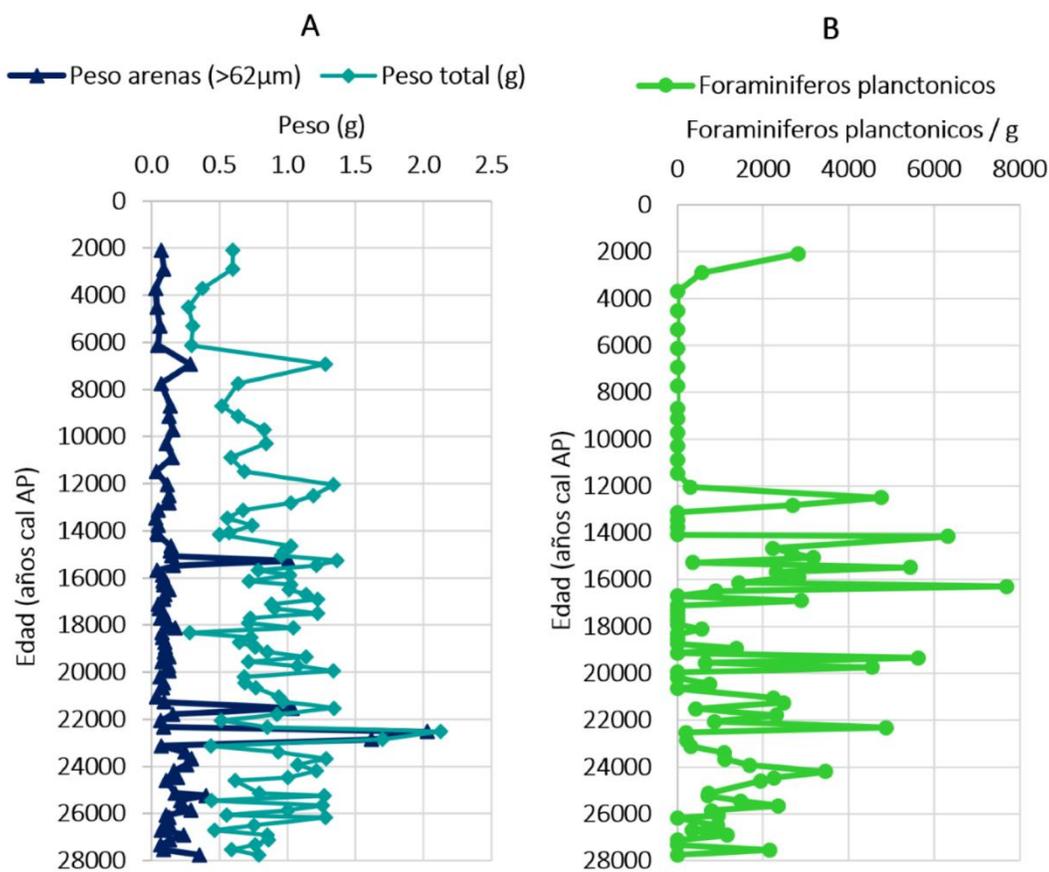


Figura 16. A) Peso (g) de los tamaños arenas, respecto al peso total del sedimento (peso promedio del *bulk sediment* = 1 g). B) Foraminíferos planctónicos (FP) por gramo de sedimento (FP/g).

4.4 Foraminíferos planctónicos

Tras realizar la pizca y determinación de las especies de los foraminíferos planctónicos presentes en el núcleo JPC20, se reconocieron un total de 22 especies, pertenecientes a 6 géneros (Tabla 3). De las 22 especies, 6 son las más abundantes y tienen más de 97 individuos por muestra. Las 6 especies que constituyen el 97.6% de la abundancia total de foraminíferos planctónicos a lo largo de la columna sedimentaria son: *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia menardii*, *Neogloboquadrina incompta*, *Neogloboquadrina dutertrei*.

Tabla 3. Lista de especies encontradas en las muestras.

Especie	Individuos totales	Abundancia			Desv. Estándar
		promedio (%)	Máx.	Mín.	
<i>Candeina nitida</i> (d'Orbigny, 1839)	2	0.02	0.54	0.35	0.09
<i>Globigerina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)	4023	27.84	74.67	1.28	21.10
<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)	535	3.18	17.07	0.66	4.33
<i>Globigerina umbilicata</i> (Orr and Zaizeff, 1971)	40	0.20	3.02	0.17	0.58
<i>Globigerinella siphonifera</i> (d'Orbigny, 1839)	1	0.01	0.37	0.37	0.05
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1893)	45	0.45	5.597	0.27	1.19
<i>Globigerinita parkerae</i> (Bermudez, 1961)	12	0.08	1.75	0.17	0.27
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	1	0.01	0.30	0.30	0.04
<i>Globigerinoides ruber</i> (d'Orbigny, 1839)	133	0.94	4.80	0.25	1.25
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker, 1958)	1	0.01	0.26	0.26	0.04
<i>Globorotalia menardii</i> (Parker, Jones & Brady, 1865)	170	1.40	10.84	0.44	2.10
<i>Globorotalia theyeri</i> (Fleisher, 1974)	1	0.01	0.39	0.39	0.07
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)	2	0.01	0.49	0.49	0.07
<i>Globorotaloides hexagonus</i> (Natland, 1938)	3	0.03	1.48	1.48	0.21
<i>Hastigerina pelagica</i> (d'Orbigny, 1839)	13	0.06	0.95	0.13	0.20
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	929	7.60	50	0.49	9.69
<i>Neogloboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961) sinonimia <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> <i>subsp. dextralis</i> Setty, 1997	6435	56.64	100	3.66	26.16
<i>Orbulina bilobata</i> (d'Orbigny, 1846)	10	0.09	1.69	0.13	0.27
<i>Orbulina universa</i> (d'Orbigny, 1839)	95	0.71	4.03	0.16	1
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker and Jones, 1865)	7	0.07	3.45	3.45	0.49
<i>Trilobatus sacculifer</i> (Brady, 1877) antes <i>Globigerinoides sacculifer</i>	50	0.48	12.20	0.27	1.75
<i>Trilobatus quadrilobatus</i> (d'Orbigny, 1846) antes <i>Globigerinoides quadrilobatus</i>	22	0.17	1.99	0.25	0.41

Abundancia Absoluta

De las 82 muestras analizadas, 43 (53.08%) no tuvieron la cantidad mínima suficiente de foraminíferos planctónicos para poder realizar el análisis estadístico (>100 testas por muestra), por lo que este se realizó sobre 38 muestras (47.56 %). De acuerdo con la Figura 16b y la Tabla 4, entre los 1,640 cm (27,755 años cal AP) y 1,320 cm (24,197 años cal AP) el promedio de foraminíferos planctónicos es de 1136 FP/g. Entre los 1,320 cm (24,197 años cal AP) y 340 cm (12,054 años cal AP) el promedio de foraminíferos planctónicos aumenta a 1655 FP/g, siendo estos niveles aquellos con mayor número de foraminíferos planctónicos por muestra. Entre los 300 cm (11,471 años cal AP) y 80 cm (3,707 años cal AP) los foraminíferos planctónicos están ausentes (0 FP/g), pero en los niveles superiores, 60 cm (2,899 años cal AP) y 40 cm (2,091 años cal AP) están nuevamente presentes.

Tabla 4. Foraminíferos por gramo de sedimento (FP/g).

Nivel (cm)	Edad (años cal AP)	FP/g	Nivel (cm)	Edad (años cal AP)	FP/g	Nivel (cm)	Edad (años cal AP)	FP/g
40	2091	2819	580	15678	2320	1120	21527	433
60	2899	577	600	15881	2831	1140	21794	2319
80	3707	0.00	625	16136	1431	1160	22061	868
100	4515	0.00	640	16289	7701	1180	22328	4874
120	5322	0.00	660	16493	897	1195	22528	202
140	6130	0.00	680	16696	0.00	1220	22862	213
160	6938	0.00	700	16900	2897	1240	23129	313
180	7745	0.00	720	17104	0.00	1260	23396	1102
205	8699	0.00	740	17308	0.00	1280	23663	1111
220	9137	0.00	760	17511	0.00	1300	23930	1693
240	9720	0.00	780	17715	0.00	1320	24197	3467
260	10304	0.00	800	17919	0.00	1340	24464	2262
280	10887	0.00	820	18122	579	1350	24598	1939
300	11471	0.00	840	18326	0.00	1390	25132	724
320	12054	310	860	18530	0.00	1400	25237	719
340	12504	4757	880	18734	0.00	1420	25447	1481
360	12820	2703	900	18937	1379	1440	25657	2358
380	13136	0.00	920	19141	0.00	1460	25866	801
400	13452	0.00	940	19345	5633	1480	26076	960
420	13767	0.00	960	19549	660	1490	26181	0.00
440	14083	0.00	980	19752	4551	1520	26496	937
455	14162	6314	1000	19956	0.00	1540	26706	343
480	14659	2235	1020	20192	0.00	1560	26916	1162
500	14863	2667	1040	20459	753	1580	27126	0.00
520	15066	3180	1055	20659	0.00	1600	27335	0.00
540	15270	361	1085	21059	2241	1620	27545	2163
560	15474	5443	1100	21260	2481	1640	27755	0.00

Abundancia Relativa

De los 38 niveles que se analizaron, las especies que presentaron los porcentajes promedios más altos son: *Neogloboquadrina incompta* (53%), *Globigerina bulloides* (31.69%), *Neogloboquadrina dutertrei* (6.68%), *Globigerina falconensis* (3.57%), *Globorotalia menardii* (1.45%), y *Globigerinoides ruber* (1.15%).

Considerando la longitud del núcleo desde la base a la cima, se puede observar lo siguiente. Los máximos de abundancia relativa de *G. bulloides* y *G. ruber* se presentan en la base del núcleo entre 1,640 cm (27,755 años cal AP) y 1,560 cm (26,916 años cal AP). Las especies *G. bulloides* y *N. incompta* son las más abundantes en el núcleo, y presentan más homogeneidad. Las especies *G. ruber* y *G. menardii* se encuentran mayormente en la zona entre 1,460 cm (25,866 años cal AP) a 900 cm (18,937 años cal AP). Sin embargo, *G. falconensis* y *G. menardii* tienen sus mínimos en la base del núcleo, entre 1,640 cm (27,755 años cal AP) y 140 cm (6,130 años cal AP). La especie *G. falconensis* presenta sus máximos entre los 1,120 cm (21,527 años cal AP) y 520 cm (15,066 años cal AP), aunque entre estos niveles hay unos en los cuales no estuvo presente. *Globorotalia menardii* se presenta mayormente entre los 1,160 cm (22,061 años cal AP) y 900 cm (18,937 años cal AP). *Neogloboquadrina dutertrei* está presente en gran parte del núcleo, pero principalmente se ubica abundantemente entre los 1,520 cm (26,496 años cal AP) y 940 cm (19,345 años cal AP). *Globigerina bulloides*, *G. falconensis* y *G. ruber* presentan alta abundancia entre los niveles 360 cm (12,820 años cal AP) y 340 cm (12,504 años cal AP), mientras que *G. menardii* no muestra gran variabilidad, *N. dutertrei* presenta su abundancia más alta y *N. incompta* presenta las abundancias más bajas de todo el núcleo. Finalmente, *G. bulloides*, *G. falconensis*, *G. menardii* y *G. ruber* son muy abundantes en la muestra ubicada a los 40 cm (2,091 años cal AP), pero *N. incompta* y *N. dutertrei* presentan valores bajos de abundancia en ese mismo nivel (Tabla 5 y Figura 17 y 18).

Tabla 5. Abundancias relativas (%) de los taxones más abundantes en el JPC20.

Muestra (cm)	Edad (años cal AP)	<i>G. bulloides</i>	<i>G. falconensis</i>	<i>G. ruber</i>	<i>G. menardii</i>	<i>N. incompta</i>	<i>N. dutertrei</i>
40	2091	57.14	12.80	1.97	10.83	7.88	0.49
340	12504	67.61	9.65	3.22	2.27	9.09	6.62
360	12820	51.28	9.52	2.56	2.56	3.66	26.37
455	14320	24.43	4.97	0.00	1.35	65.15	3.16
480	14659	14	3.89	0.00	0.00	70.42	7.39
500	14863	5.68	1.51	0.00	0.00	89.39	2.2
520	15066	42.78	12.62	0.00	0.00	34.27	6.95
540	15270	6.03	3.16	0.00	0.00	87.06	3.16
560	15474	38.58	9.58	0.00	0.00	43.43	3.93

600	15881	0.00	0.00	0.00	0.00	100	0.00
640	16289	22.76	7.75	0.00	0.00	55.48	12.14
700	16900	53.54	0.88	0.00	0.00	42.92	2.21
900	18937	0.00	0.00	1.66	2.50	95.83	0.00
940	19345	18.07	0.00	0.00	0.97	79.15	1.62
980	19752	18.76	13.82	1.72	6.17	47.40	8.88
1100	21260	37.31	0.00	1.99	0.00	50.24	2.48
1120	21527	39.36	8.51	0.53	0.53	46.54	2.12
1140	21794	16.40	3.70	0.00	0.79	58.20	20.10
1180	22328	54.42	4.53	1.72	0.00	23.11	11.87
1195	22528	23.32	5.09	1.87	4.02	60.32	4.82
1220	22862	27.62	1.74	2.09	2.44	41.25	19.93
1260	23396	5.01	0.00	0.00	2.70	83.39	8.10
1280	23663	30.69	2.75	1.03	1.37	51.37	10
1300	23930	10.23	0.99	2.64	0.66	60.72	21.12
1320	24197	27.18	3.31	2.36	3.54	43.73	18.91
1340	24464	63.72	4.26	1.52	0.00	21.34	5.48
1350	24598	5.20	0.00	0.00	2.08	87.50	4.16
1390	25132	22.38	2.38	1.90	3.33	57.14	11.42
1400	25237	51.61	4.03	3.22	1.21	31.04	2.82
1420	25447	29.18	0.65	0.00	0.98	61.63	4.26
1440	25657	38.23	1.96	0.24	1.47	50.49	5.39
1460	25866	24.88	0.00	0.90	1.35	70.13	1.81
1480	26076	21.64	0.00	0.00	0.00	75.25	2.06
1520	26496	20.33	0.00	0.00	0.84	71.18	5.93
1560	26916	74.67	0.87	4.80	0.43	14.84	1.31
1580	27126	55.40	0.67	1.35	0.00	42.56	0.00
1620	27545	30.10	0.00	1.07	0.00	63.44	3.22
1640	27755	74.39	0.00	3.11	0.69	17.30	1.03

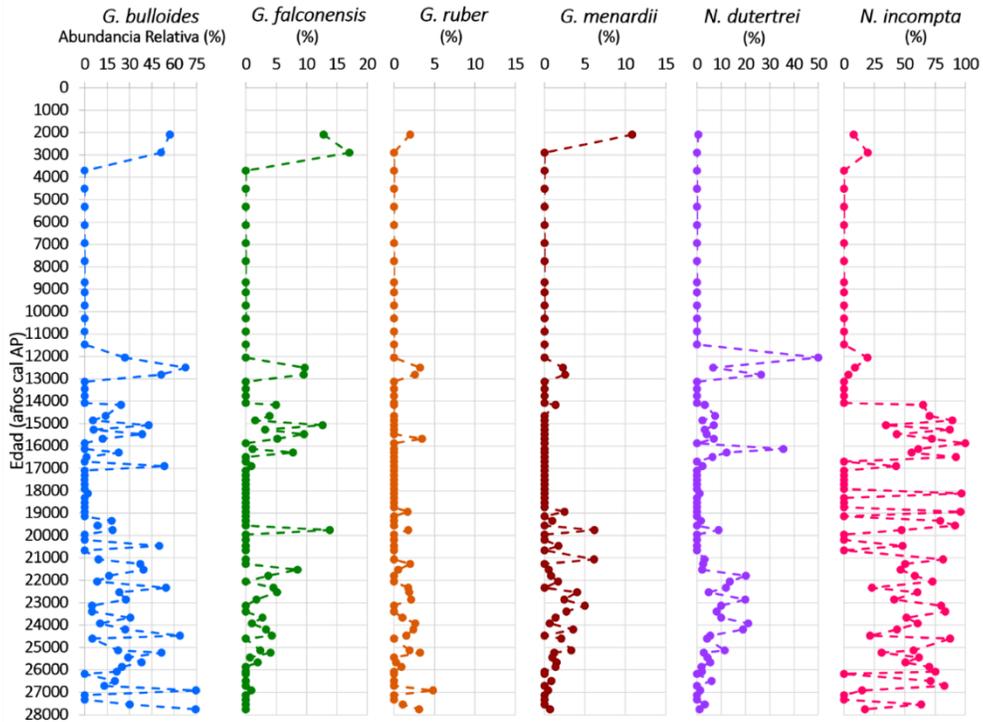


Figura 17. Abundancias relativas (%) de las 6 especies más abundantes del núcleo (años cal AP).

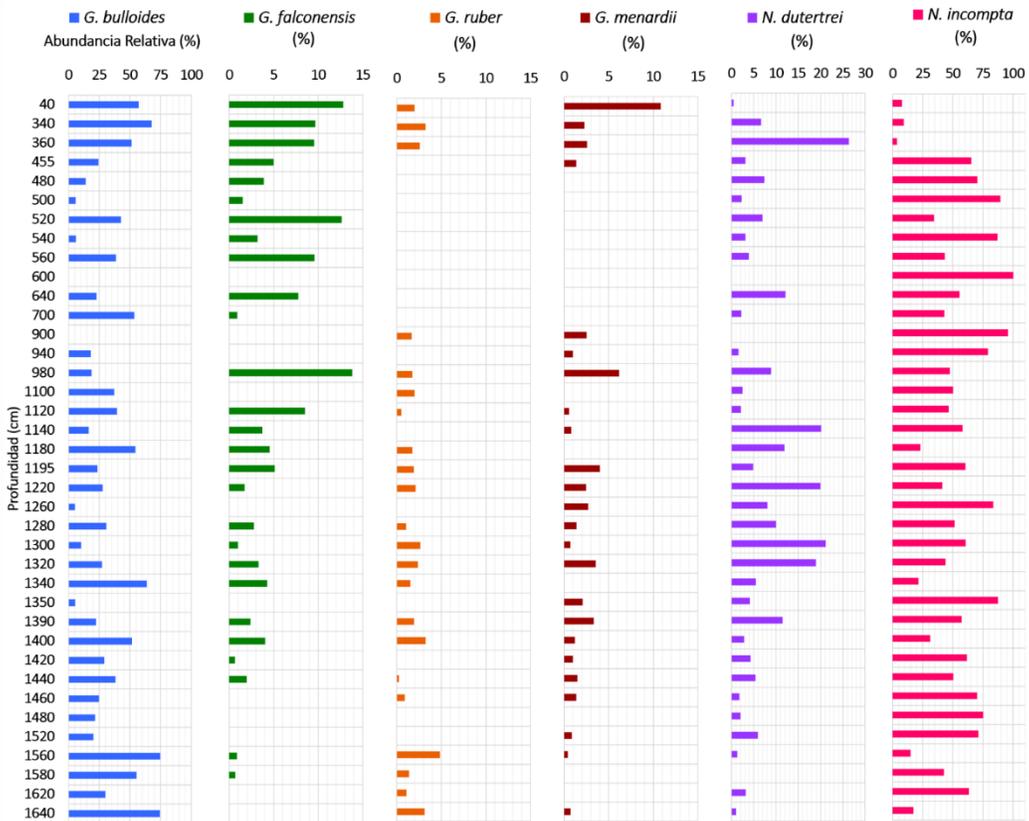


Figura 18. Abundancias relativas de las 6 especies más abundantes (%) por nivel (cm).

4.5 Análisis de factores

Para realizar el análisis multivariado se utilizó la información de la abundancia relativa porcentual (%) de las especies más abundantes *vs.* las edades de las muestras (Tabla 5). Los análisis se realizaron para las 6 especies más abundantes (97% de abundancia de las especies) en 38 muestras o niveles. Para ellas, se calcularon *factor loadings* (cargas del factor >0.70) y *factor scores* (valores del factor >2.0). Al observar los *eigenvalues* o valores estadísticos propios, los porcentajes acumulados y la varianza total, se decidió trabajar con los 2 factores que explican el 97.8% de las variaciones de la distribución de foraminíferos a lo largo del núcleo JPC20 (Tabla 6, Figura 19, 20 y 21), donde el factor 1 representa el 75 %, y el factor 2 el 22.8 % de la varianza total.

El análisis de factores se realizó con el programa *StatSoft STATISTICA 12*, a partir de una matriz de 6 casos (especies) y 38 variables (niveles). Se empleó una rotación varimax normalizada mediante una extracción de componentes principales modo-Q para obtener las cargas y los valores del factor.

Tabla 6. Análisis de factores, eigenvalores y varianza.

<i>Fac.</i>	<i>Eigenval</i>	<i>Varianza total %</i>	<i>Eigenval Acumul.</i>	<i>% Acumul.</i>
Fac 1	28.5	75.0	28.5	75.0
Fac 2	8.7	22.8	37.2	97.8

Tabla 7. Factor Scores (Rotación varimax normalizada).

<i>Scores (spp.)</i>	Fac 1	Fac 2
<i>G. bulloides</i>	-0.28	2.02
<i>G. falconensis</i>	-0.47	-0.37
<i>G. ruber</i>	-0.52	-0.56
<i>G. menardii</i>	-0.49	-0.57
<i>N. incompta</i>	2.03	-0.14
<i>N. dutertrei</i>	-0.28	-0.37

Tabla 8. Factor Loadings (los valores en negritas son >0.70).

<i>Loadings (edad)</i>	Factor 1	Factor 2	<i>Loadings (edad)</i>	Factor 1	Factor 2
2091	-0.12	0.96	22528	0.96	0.27
12504	-0.07	1.00	22862	0.81	0.47
12820	-0.22	0.89	23396	1.00	-0.04
14320	0.96	0.28	23663	0.88	0.47
14659	0.99	0.10	23930	0.97	0.02
14863	1.00	-0.02	24197	0.85	0.44
15066	0.55	0.81	24464	0.17	0.98
15270	1.00	-0.02	24598	1.00	-0.03
15474	0.73	0.67	25132	0.96	0.27
15881	0.99	-0.07	25237	0.42	0.90
16289	0.95	0.29	25447	0.92	0.38

16900	0.58	0.81	25657	0.80	0.60
18937	0.99	-0.08	25866	0.96	0.27
19345	0.99	0.15	26076	0.97	0.22
19752	0.95	0.22	26496	0.98	0.20
21260	0.80	0.59	26916	0.04	0.99
21527	0.75	0.65	27126	0.55	0.82
21794	0.96	0.14	27545	0.92	0.39
22328	0.25	0.96	27755	0.08	0.99

Factor 1

El factor 1 representa el 75 % de la varianza total. Las cargas del factor (*factor loadings*) más altas se observan principalmente entre los intervalos 26,496 y 25,447 años cal AP, 24,197 a 22,528 años, 21,794 y 18,937 años, 16,289 y 15,270 años y 14,863 y 14,320 años, lo que nos muestran que este factor se encuentra en la mayoría de los niveles que se analizaron. Los valores del factor (*factor scores*) nos indican que *Neogloboquadrina incompta* posee los valores más altos (2.03), y es la especie representante de la asociación faunística (Tabla 6 y 7).

Factor 2

El factor 2 representa el 22.8% de la varianza total. Los *factor loadings* nos muestra que este factor tiene una carga dispersa a lo largo el núcleo. Las cargas de este factor no son iguales al factor 1, pues se presenta más heterogéneamente en muchos de los niveles estudiados del núcleo. Los *factor scores* nos indican que *Globigerina bulloides* presenta el valor más alto (2.02) y es la especie representante de la asociación faunística (Tabla 6 y 7).

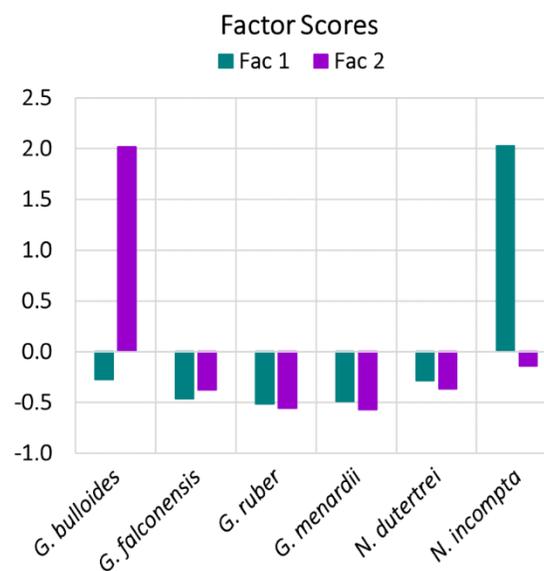


Figura 19. Factor scores

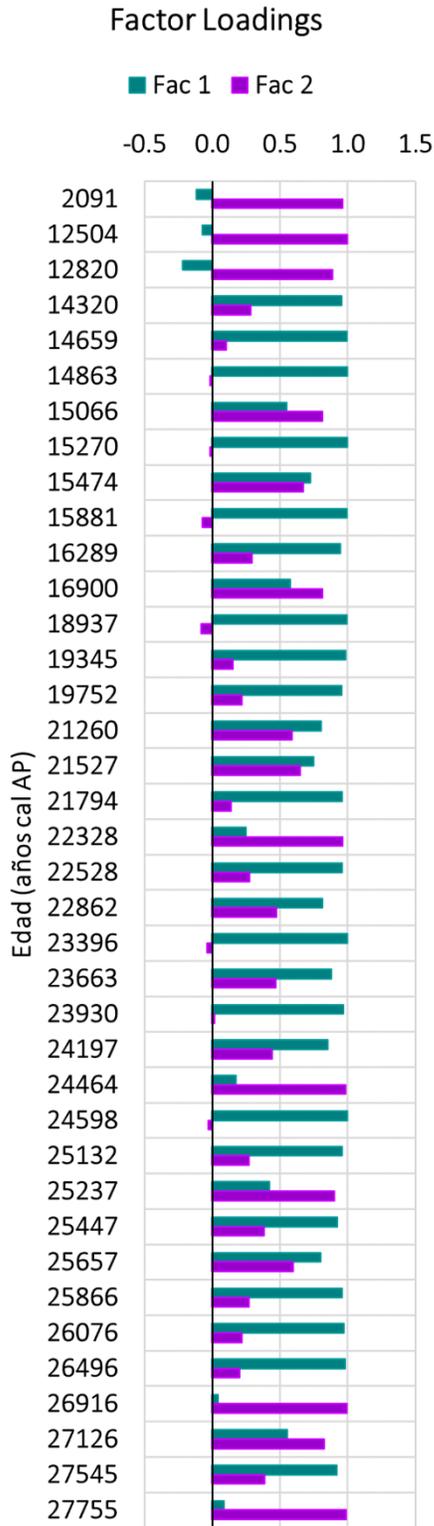


Figura 20. Factor loadings por muestra (años cal AP).

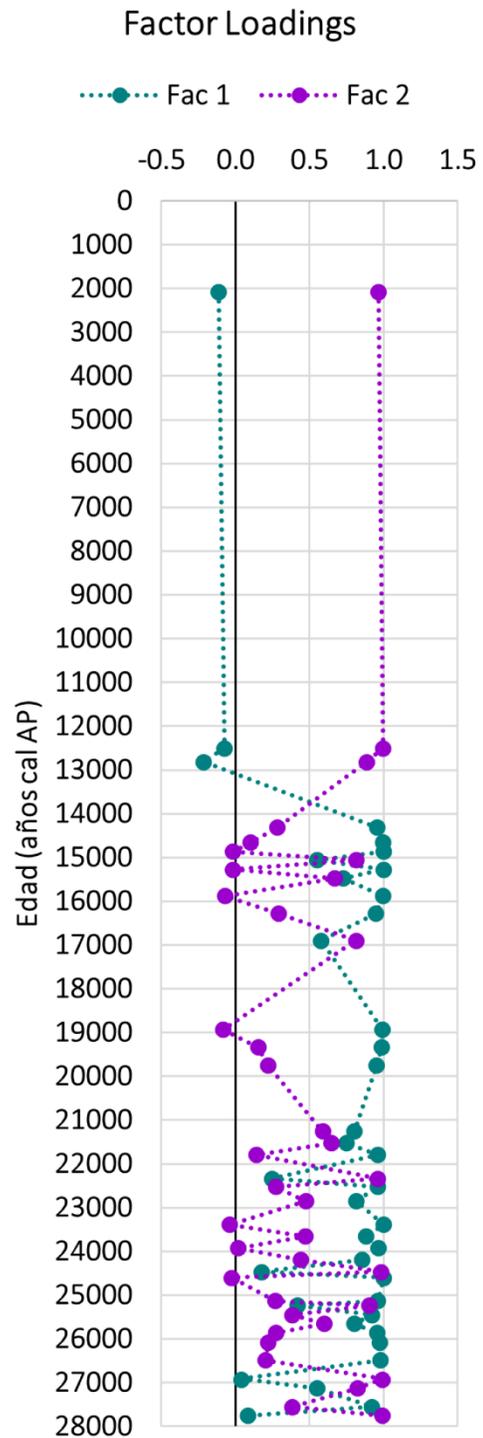


Figura 21. Factor loadings por muestra en edad (años cal AP).

5. Discusión

En este trabajo, se realizó un estudio paleoceanográfico en el núcleo de sedimentos JPC20, que comprende los últimos 28 ka de registro sedimentario (i.e., edad obtenida mediante análisis de ^{14}C AMS), con lo cual se determinó que abarca el final del Pleistoceno y el Holoceno.

Un total de 22 especies de foraminíferos planctónicos fueron encontrados en las 82 muestras de sedimento revisadas. Sin embargo, las especies más abundantes son seis (abundancia relativa $> 0.8\%$): *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia menardii*, *Neogloboquadrina incompta* y *Neogloboquadrina dutertrei*.

A partir de la abundancia absoluta de especies (individuos/muestra), se determinó que el número mínimo de foraminíferos planctónicos que se necesitaban poder realizar el análisis de factores era de 100 testas (i.e., considerando el número tan reducido de especies con elevada abundancia).

Posteriormente, para correr el análisis de factores, se construyó una matriz con 6 casos (especies) y 38 variables (niveles). Con 38 de 82 muestras, que fueron las únicas que tuvieron el número mínimo de foraminíferos planctónicos (100 indiv. /muestra) para desarrollar adecuadamente el análisis estadístico multivariado (Phleger, 1960; Pattersson & Fishbein, 1989).

5.1 Distribución de especies y asociaciones faunísticas

La distribución de las testas de foraminíferos planctónicos encontrados en las muestras del núcleo JPC20, del golfo de California, no es homogénea. La mayor abundancia de los foraminíferos se observa entre los 13,000 y 28,000 años cal AP del Pleistoceno, aunque hay algunas muestras sin testas. Ahora bien, la abundancia de foraminíferos entre los 3,000 y 13,000 años cal AP fue nula, siendo posible que las testas no se preservaran en el registro sedimentario. Lo anterior ya ha sido discutido en trabajos previos, y puede deberse a una disolución de carbonatos, considerando el elevado contenido de materia orgánica (3-8% C-orgánico) que se han reportado en los sedimentos del golfo (Divakar *et al.*, 1993; Feely *et al.*, 2002). En el Holoceno, solo hay una muestra con edad de 2,000 años cal AP que presentó foraminíferos planctónicos (Figura 22), pero esto se discutirá más adelante.

A partir de una matriz de datos que contenían las abundancias relativas por estrato, se realizó un análisis de factores obteniendo 2 factores principales, que explican el 97.8% de la varianza (Figura 19, 20 y 21).

El factor 1 está caracterizado por *N. incompta*, que presenta los valores más altos y con mayor presencia a lo largo de núcleo. En el golfo de California, *N. incompta* desarrolla su mayor abundancia en la capa de clorofila máxima, que en invierno suele ser más superficial que en el verano (Wejnert *et al.*, 2010). La especie ha sido reportada con mayor abundancia en periodos estacionales cálidos con columna de agua estratificada, no obstante, también se ha encontrado en la corriente de California (Hendy, 2010; Taylor *et al.*, 2018). En otras zonas de surgencia, como la que presenta la corriente de Chile-Perú, la abundancia de *N. incompta* parece ser controlada por la estratificación de la columna de agua y con mayor abundancia relativa durante la estratificación (marzo a junio) (Marchant *et al.*, 1999). Por lo tanto, se sugiere que las características predominantes desde los 26,500 a los 14,000 años cal AP son análogas a las condiciones de primavera-verano cuando la columna de agua se encuentra estratificada y es predominante en el área de estudio la corriente Mexicana del Oeste, que ingresa por el este del golfo y forma la masa de agua subsuperficial tropical.

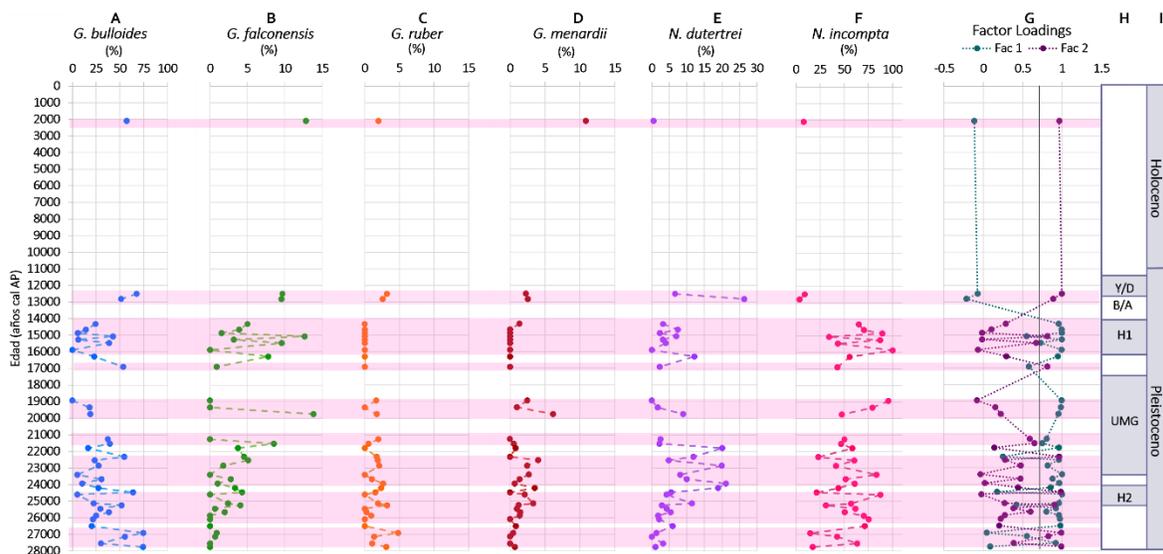


Figura 22. Niveles donde se realizó el análisis de factores (bandas rosas translúcidas) y abundancia relativa (%) de las especies más abundantes del núcleo JPC20. A) *G. bulloides*; B) *G. falconensis*; C) *G. ruber*; D) *G. menardii*; E) *N. dutertrei*; F) *N. incompta*; G) Cargas del factor (*factor loadings*); H) eventos climáticos (H, Heinrich 2 (H2), Último Máximo Glacial (UMG), Heinrich 1 (H1), Bølling/Allerød (B/A) y Younger Dryas (Y/D); I) Basado en la escala geológica (*International Commission on Stratigraphy*, 2021).

El factor 2 está caracterizado por *G. bulloides*, que no presenta valores tan altos en las cargas del factor (*loadings*) pero si se encuentra heterogéneamente a lo largo del núcleo. La especie se presenta en el golfo de California muy comúnmente en invierno-primavera,

durante la época de surgencias. Se le ha observado en los estadios finales de la surgencia cuando la presencia de zooplancton es mayor a la de fitoplancton, dada su alimentación omnívora (Sautter & Thunell, 1991; Brasier, 1995; Murray, 1995). En otras zonas de surgencia, como en la corriente de Benguela, esta especie se encuentra en abundancia (Mollenhauer *et al.*, 2003); mientras que en la corriente de Chile–Perú también es característica en eventos de surgencia costera (Mohtadi *et al.*, 2005). Por lo tanto, se puede sugerir que los rasgos oceánicos en las que se encuentra predominante esta especie son análogos a las condiciones de invierno, inicios de primavera. Es decir, que cuando *G. bulloides* está presente, las características oceanográficas del golfo están constituidas por la corriente de California cuando ingresa por el oeste del golfo, con lo cual podría haber mezcla de agua en la masa de agua tropical superficial.

Cabe destacar, que las especies *G. ruber*, *G. menardii* y *N. dutertrei* presentan valores inversos y negativos para los factores 1 y 2 (Figura 19); no obstante, aunque tienen relativamente bajos *factor scores* (>-0.7), se discutirán como un complemento a la información ecológica provista por *N. incompta* y *G. bulloides*.

La especie *G. ruber* habita en agua cálida en la capa de mezcla, además se ha reportado en zonas transicionales, donde podría estar relacionada con la etapa final de la surgencia, o incluso a las condiciones de verano (Davis *et al.*, 2009). La especie *G. menardii* se encuentra en aguas estratificadas cálidas, así como en la profundidad máxima de clorofila, aunque en el golfo es poco abundante en general (Davis *et al.*, 2009). Por lo tanto, se puede sugerir que cuando *G. ruber* esté presente en el golfo de California, las condiciones ambientales pueden ser análogas a las de primavera-verano, mientras que cuando está *G. menardii* la condiciones se sugieren análogas a las de verano-otoño. La especie *N. dutertrei* por su parte, se encuentra en abundancia en el golfo cuando el agua es cálida y habita principalmente en la profundidad de clorofila máxima (Kennett & Srinivasan, 1983). En resumen, las tres especies representan condiciones de verano, cálidas, estratificadas con poca mezcla en superficie, o bien, representan un escenario con una disminución general de los vientos que causan la surgencia.

5.2 Reconstrucción paleoceanográfica

La reconstrucción paleoceanográfica del golfo de California durante los últimos 28 ka se realizó utilizando las preferencias ambientales de las asociaciones de los foraminíferos planctónicos, y complementariamente, aprovechando la ecología de especies con claros patrones de distribución, que por su disminuida abundancia no destacaron en el análisis

de factores (Figura 23). Asimismo, los resultados de la reconstrucción se compararon con investigaciones previas en el área de estudio, como se señala a continuación.

De los 28, 000 a los 26, 900 años cal AP.

Durante este intervalo, y de acuerdo con reconstrucciones hechas por Hendy *et al.*, (2004) y Arellano-Torres *et al.*, (2020), cuando la insolación de verano era baja, la ITCZ se encontraba en una posición más hacia al sur, cerca del ecuador. Por lo tanto, en el NO de México y SO de E.U.A. había condiciones más húmedas. Varios estudios han sugerido que hubo una migración hacia el sur del jet polar y el alta subtropical del Pacífico debido al crecimiento de la capa de hielo Laurentino, por lo que más precipitación fue favorecida hacia el norte, lo cual limitó la influencia de los vientos de invierno en el golfo (Hendy *et al.*, 2004). Estudios previos al oeste del golfo (Arellano-Torres *et al.*, 2020) reconstruyeron en el núcleo JPC20 eventos de variación entre dos grupos algales predominantes, silíceos (ej. diatomeas) y carbonatados (ej. cocolitofóridos), así como su contribución a la exportación de carbono hacia los sedimentos. En el núcleo JPC20, durante este periodo, el % promedio de ópalo biogénico es de 27.9%, de TOC es de 3.4% y de CaCO₃ es de 10.2% como se observa en la Figura 24. Lo anterior sugiere que, aunque hay abundancias altas de fitoplancton silíceo, la exportación de carbono es relativamente baja, lo cual pudiera indicar que la productividad biológica del golfo no era muy elevada. En cuanto a la asociación faunística reconstruida en este estudio, donde el factor 2 es el dominante y es caracterizado por *G. bulloides*, se sugiere que en el oeste del golfo había una heterogénea capa de mezcla. En este periodo también está presente la especie *G. ruber*, y como mencionamos previamente, es una especie que vive en los primeros 50 m de la capa de mezcla. Por lo tanto, en este momento se puede considerar que prevalecían características estacionales análogas al actual invierno-primavera, pero sin el desarrollo de una surgencia intensa, al menos en la porción oeste del golfo. Esto último parece coincidir con lo anteriormente propuesto para la costa de California por Hendy *et al.*, (2004) donde se sugiere que la corriente de California fue más débil durante el último intervalo glacial.

De los 26, 500 a los 18, 000 años cal AP.

Dentro de este intervalo se ubica el evento Heinrich 2 (H2) ~25,200 a ~24,500 años (edad cal AP) y el Último Máximo Glacial (UMG) ~23,700 a ~18,000 años (edad cal AP). De acuerdo con los trabajos de Hendy & Kennett (2000), durante el UMG se ha sugerido que el sistema de alta presión del Pacífico norte se debilitó, se movió hacia el sur, y sobre Norteamérica se desarrolló un sistema de alta presión sobre la capa de hielo Laurentino. Todo lo anterior ocasionó que en la región continental al noroeste de México hubiera temperaturas más bajas que en la actualidad, por lo cual la dirección del viento del norte

se hizo más débil, cambiando de dirección, y generando que la surgencia en el golfo de California se viera disminuida, reduciendo la productividad oceánica y permitiendo la estratificación de las aguas superficiales (Hendy *et al.*, 2004).

Durante el H2, el % promedio de ópalo biogénico es de 8.4%, de TOC es de 5.3% y de CaCO₃ es de 11.2%, lo que indica la predominancia del fitoplancton calcáreo. Mientras que durante el UMG ocurrió lo contrario, el % de ópalo fue de 16%, lo que sugiere que las condiciones favorecieron la abundancia de fitoplancton silíceo (Figura 24) (Arellano-Torres *et al.*, 2020). Lo anterior parece coincidir con los resultados del factor 1, en el que *N. incompta* se presenta en momentos cuando el agua esta predominantemente estratificada. En este intervalo, además encontramos especies como *N. dutertrei* y *G. menardii* que viven en agua cálida, en la profundidad de la termoclina que coincide con la profundidad de máxima concentración de clorofila. Por último, cabe mencionar que *G. ruber* también es abundante en este periodo y dicha especie habita preferentemente en la capa de mezcla. Por lo tanto, se sugiere que en estos años las características estacionales son similares a condiciones de verano, pero en las condiciones frías del UMG, con una marcada estratificación. En el golfo, posiblemente predominó la corriente Mexicana del Oeste, mientras que la corriente de California fue más débil y probablemente más restringida, por lo que no ingresaba tan intensamente al golfo como hoy en día, lo cual ha sido anteriormente sugerido por Hendy *et al.*, (2004).

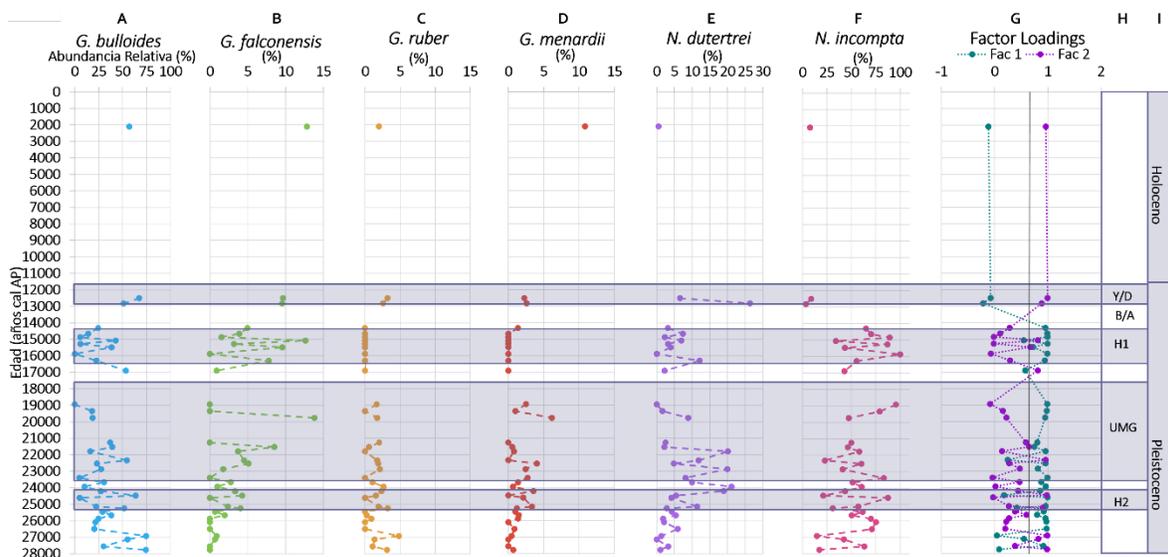


Figura 23. Ubicación de eventos climáticos en relación con la abundancia relativa (%) de las especies presentes en el núcleo JPC20 (bandas grises translúcidas). A) *G. bulloides*; B) *G. falconensis*; C) *G. ruber*; D) *G. menardii*; E) *N. dutertrei*; F) *N. incompta*; G) Cargas del factor (*factor loadings*); H) eventos climáticos (H, Heinrich 2 (H2), Último Máximo Glacial (UMG), Heinrich 1 (H1), Bølling/Allerød (B/A) y Younger Dryas (Y/D); I) escala geológica (*International Commission on Stratigraphy*, 2021).

De los 18, 000 a los 14, 000 años cal AP.

En este intervalo se ubica el evento Heinrich 1 (H1) ~16,200 00 a ~14,200 años cal AP. En este tiempo, la insolación de verano se encontraba en aumento, la ITCZ seguía en su posición más al sur cerca del ecuador y había condiciones más secas en el NO de México y SO de E.U.A. El % promedio de ópalo es de 21.9%, de TOC es de 3.8% y de CaCO₃ es de 10.8% (Figura 24), lo que sugiere que no se favoreció la productividad, ni la exportación de carbono en golfo (Arellano-Torres *et al.*, 2020). En este periodo el factor 1 es el dominante conformado por *N. incompta*, por lo cual podemos asumir que las condiciones son similares a la condición que prevalece durante periodos de estratificación, análogas al final de la primavera y el verano, lo que favorece la presencia de *N. dutertrei* especie habitante de la profundidad máxima de clorofila. Sin embargo, la ausencia de *G. ruber* y *G. menardii* podrían sugerir que la entrada de agua cálida superficial era limitada, tal vez por un ingreso más intenso de la corriente de California, aunque no tan fuerte como es actualmente, lo cual fue sugerido anteriormente por Cheshire *et al.*, (2005).

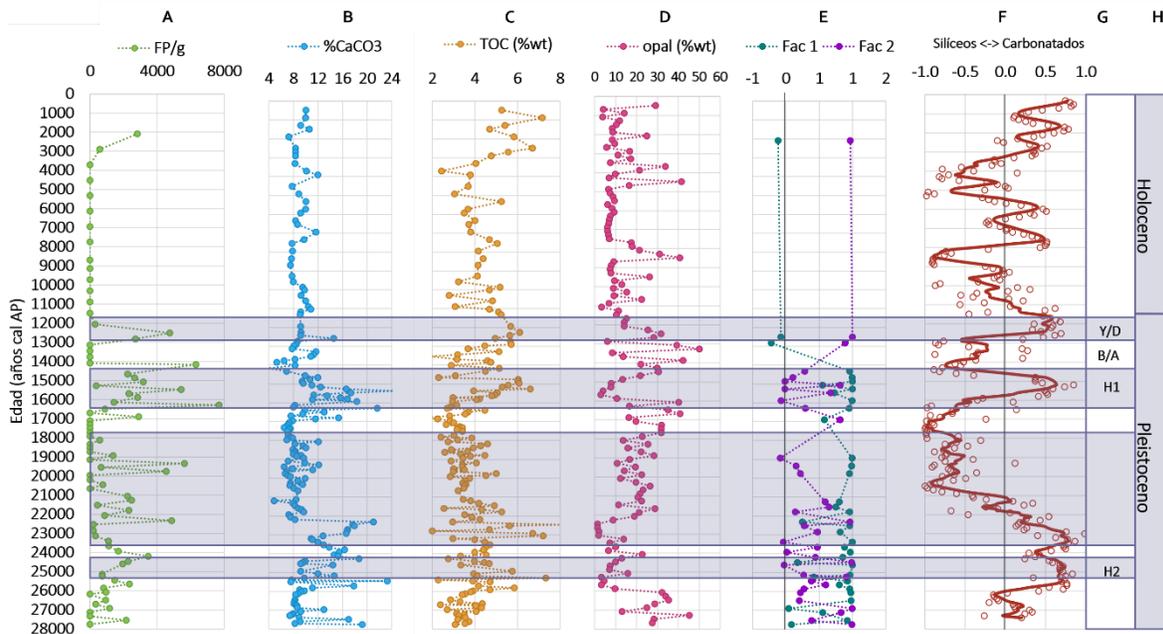


Figura 24. Distribución de componentes biogénicos en el núcleo JPC20. Datos de % CaCO₃, % TOC, % ópalo y un indicador del componente de fitoplancton dominante, fueron obtenidos de Arellano-Torres *et al.*, (2020). Las bandas translucidas resaltan los niveles donde se ubican los eventos climáticos.

De los 14, 000 a los 12, 000 años cal AP.

Entre este intervalo se ubica el final del Bølling/Allerød (B/A) y el inicio del Younger Dryas (Y/D) de ~12,900 a ~11,700 años cal AP. En este periodo, la insolación de verano era alta y la de invierno era baja, la ITCZ estaba en su posición más hacia el norte y había condiciones húmedas que comenzaban a ser más secas en el hemisferio norte (Hendy *et*

al., 2004; Arellano-Torres *et al.*, 2020). El % promedio de ópalo es de 25.6%, de TOC es de 4.54% y de CaCO₃ es de 9.29% (Figura 24), lo que se interpreta como una dominancia en la abundancia de fitoplancton calcáreo con un relativo aumento en la exportación de carbono (Arellano-Torres *et al.*, 2020). En este intervalo el factor dominante en estos años es el factor 2, constituido por *G. bulloides*, por lo cual se puede asumir que las condiciones son de invierno, ya que se puede ver que al final del B/A y al inicio del Y/D la productividad y mezcla aumentaron favoreciendo en menor medida a las otras especies de foraminíferos planctónicos. Lo anterior se confirma con lo anteriormente reportado por Hendy *et al.*, (2004) en el margen California, y con lo cual podemos sugerir que la corriente de California ingresaba activamente al golfo por vientos del noroeste que eran posiblemente fuertes también sobre Baja California.

De los 12, 000 años cal AP al presente.

En este intervalo, que corresponde al Holoceno, el núcleo JPC20 solo presentó una muestra con foraminíferos suficientes para determinar que la asociación corresponde al factor 2 - *G. bulloides*, acompañado por *G. ruber*, *G. falconensis* y *G. menardii*. Esta asociación coincide con un ambiente de mezcla superficial oceánica con incursiones de la corriente de California, que son reemplazadas por el ingreso de la corriente Mexicana del Oeste.

Cabe señalar que el hecho de que no se encontraron suficientes foraminíferos planctónicos en las muestras del Holoceno, no significa que no existan en el actual golfo de California. De hecho, la distribución actual superficial de foraminíferos planctónicos se conoce por estudios realizados por Rozo-Vera & Carreño (1988), pero como se mencionó antes, la disolución en los sedimentos no permite su preservación dentro de los paquetes sedimentarios.

Sin embargo, la reconstrucción paleoambiental se pudo realizar gracias a la información de otros estudios en la región. Se sabe que en el área de estudio hubo mayor insolación de verano entre los 12,000 y 8,000 años cal AP, pero a partir de los 8,000 la insolación de verano disminuyó, lo que generó condiciones secas en el área debido a que la ITCZ estaba más hacia el norte. En cuanto a los indicadores de la productividad biológica sabemos que, el % promedio de ópalo es de 13%, de TOC es de 4.5% y de CaCO₃ es de 9.1% (Figura 24), lo que ocasionó que se favoreciera un poco más al fitoplancton silíceo sobre el calcáreo (Arellano-Torres *et al.*, 2020). De esta forma, coincidimos con lo reportado por estudios previos, quienes sugieren que en periodos glaciares hay mejor preservación de carbonatos que en los interglaciares (Divakar *et al.*, 1993; Hendy *et al.*, 2004). Estudios en la región explican que una mayor disolución del CaCO₃ está asociada a la elevada descomposición de materia orgánica en los sedimentos, provocada por el

aumento en productividad que caracteriza las aguas superficiales del golfo de California durante el Holoceno (Divakar *et al.*, 1993; Hendy *et al.*, 2004).

Finalmente, podemos decir que tras analizar las asociaciones de foraminíferos presentes en el registro sedimentario del núcleo JPC20, hemos logrado integrar la información que proporcionan los indicadores geoquímicos previamente estudiados en el núcleo sedimentario (% ópalo, % CaCO₃ y % CO) con la de los indicadores biológicos (foraminíferos planctónicos). Tras reconstruir las corrientes y masas de agua superficiales del golfo, se realizó una comparación con información proveniente de otros núcleos estudiados en el paso de la corriente de California, que coinciden con la paleoceanografía reconstruida para los últimos 28 ka. Con base en lo anterior, se observa y afirma el potencial de los núcleos de sedimento marino para reconstruir señales de escala regional.

6. Conclusiones

Los foraminíferos planctónicos son reconocidos paleoindicadores que han sido usados por su adecuada preservación en sedimentos oceánicos y amplia distribución. En el núcleo JPC20 observamos algunas excepciones, pero incluso su ausencia nos proporciona información sobre el ambiente de depósito. En esta tesis se reconstruyeron las corrientes oceánicas y masas de agua de los últimos 28 ka con base en asociaciones faunísticas de foraminíferos planctónicos.

En las muestras con abundantes foraminíferos planctónicos, tras aplicar un análisis de factores, se obtuvieron dos factores principales. El primero caracterizado por *N. incompta* y el segundo por *G. bulloides*. Mediante las cargas y valores de los factores obtenidos, así como las abundancias relativas de las especies, se sugiere la siguiente reconstrucción de los movimientos y características de las corrientes y masas de agua y su relación con las características ambientales de los últimos 28 ka del golfo de California.

De los 28, 000 a los 26, 900 años cal AP, el intervalo fue caracterizado por *G. bulloides* y *G. ruber*. Dado a que estas dos especies se encuentran presentes, se puede sugerir que en este periodo hubo una intensificación de la capa de mezcla, con características estacionales de invierno-primavera, con presencia de la corriente de California.

De los 26, 500 a los 18, 000 años cal AP fue caracterizado por *N. incompta*, *G. menardii*, *N. dutertrei* y en menor presencia *G. ruber*. Debido a las condiciones en las que éstas viven, se sugiere que en este intervalo hubo mayor estratificación, con condiciones de verano menos cálido a como es actualmente, con presencia de la corriente Mexicana del Oeste.

De los 18, 000 a los 14, 000 años cal AP, el intervalo fue caracterizado por *N. incompta* y *N. dutertrei*. Por lo que se puede sugerir que las condiciones son similares a los de la estratificación de primavera-verano actuales, pero la ausencia de *G. menardii* y *G. ruber* puede decir que la entrada de agua cálida superficial fue limitada siendo favorecida la corriente de California.

De los 14, 000 a los 12, 000 años cal AP fue caracterizado por *G. bulloides*. Considerando que es una especie que vive en la capa de mezcla, se sugiere que en este momento las condiciones estacionales son de invierno, con mayor productividad y mezcla, lo que es favorecido por la entrada de la corriente de California.

De los 12, 000 años cal AP al presente, las condiciones no son las adecuadas para la preservación de foraminíferos planctónicos en el sedimento, por lo cual no se logró hacer la paleoreconstrucción de las corrientes y masas de agua. Pero, por estudios anteriormente realizados se sabe que, en este intervalo de tiempo entre los 12,000 y 8,000 años cal AP, el golfo se comportó con las condiciones oceanográficas que lo caracterizan

actualmente, aunque a partir de los 8,000 se acentuaron las condiciones secas sobre el continente.

7. Referencias

- Alvarez-Borrego, S. (1983). Gulf of California. *Ecosystems of the World*, 26, 427 - 449.
- Alvarez-Borrego, S., & Lara-Lara, J. (1991). The Physical Environment and Primary Productivity of the Gulf of California: Chapter 26. En *The Gulf and Peninsular Province of the Californias* (págs. 555-567). Dauphin JP, BRT Simoneit (eds). American Association of Petroleum Geologist.
- Alvarez-Borrego, S., & Schwartzlose, R. (1979). Water Masses Of The Gulf Of California. *Ciencias Marinas*, 6(1), 43–63.
- Arellano-Torres, E., Mora-Rivera, A., Vázquez-Romero, P., Nava-Sánchez, E., Kasper-Zubillaga, J., & Lozano, S. (2020). Comparisons between marine productivity and terrestrial input records in the Gulf of California over the last 28 ka. *Journal of Quaternary Science*, 1-13.
- Badam, A. (2003). The Atmosphere Over the Gulf of California. En O. Velasco Fuentes, J. Sheinbaum, & J. Ochoa, *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics* (págs. 205-212). Springer, Dordrecht.
- Barron, J., Metcalfe, S., & Addison, J. (2012). Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 27 (3).
- Bijma, J., Faber, W., & Hemleben, C. (1990). Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. *The Journal of Foraminiferal Research*, 20, 95-116.
- Boudagher-Fadel, M. (2012). *Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera*. Elsevier.
- Brasier, M. D. (1995). Fossil indicators of nutrient levels. 1: Eutrophication and climate change. *Geological Society, London, Special Publications*, 83, 113-132.
- Brito-Castillo, L., Crimmins, M., & Diaz, S. (2010). Clima. *Diversidad Biológica de Sonora*, 73-96.
- Calmus, T., Burquez, A., & Martinez-Yrizar, A. (2017). El Golfo de California: un océano joven, región megadiversa, vínculo entre tectónica y ecología. *Revista CiENCIA UANL*, 59-64.
- Carreño, A., & Helenes, J. (2002). Geology and ages of the island. *A New Island Biogeography of the Sea of Cortes*, 59-64.

- Cheshire, H., Thurow, J., & Nederbragt, A. J. (2005). Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science*, 20 (5), 457-469.
- Chiappa-Carrara, X., Enriquez, C., Papiol, V., Mariño-Tapia, I., & Reyes-Hernandez, A. (2019). Pacific Coast of Mexico: Chapter 28. En *World Seas: an Environmental Evaluation* (págs. 655-671).
- CLIMAP. (1976). The surface of the ice-age Earth. *Science*, 1131–1137.
- CMLGS. (2021). *Curators of Marine and Lacustrine Geological Samples Consortium*. Obtenido de The Index to Marine and Lacustrine Geological Samples (IMLGS). National Geophysical Data Center, NOAA.: doi:10.7289/V5H41PB8
- Darling, K. F., Kucera, M., Kroon, D., & Wade, C. M. (2006). A resolution for the coiling direction paradox in Neoglobobulimina pachyderma. *Paleoceanography*, Vol. 21, 1-14.
- Davis, C. V., Fuqua, L., Pride, C., & Thunell, R. (2019). Seasonal and interannual changes in planktic foraminiferal fluxes and species composition in Guaymas Basin, Gulf of California. *Marine Micropaleontology*. Volume 149, 75-88.
- Divakar, N. P., Björn, M., & Lennart, B. (1993). Quaternary history of calcium carbonate fluctuations in the western equatorial Indian Ocean (Somali Basin). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 103., 21-30.
- Douglas, R., Gonzales-Yajimovich, O., Ledesma-Vazquez, J., & Staines-Urias, F. (2007). Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic. *Quaternary Science Reviews*, 115-126.
- Emiliani, C. (1954). Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen. *American Journal of Science*, 252, 149–158.
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Lee, K., Millero, F. J., Lamb, M. F., Greeley, D., . . . Wong, C. S. (2002). In situ calcium carbonate dissolution in the Pacific Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 16, No. 4, 1144, 1-12.
- Field, D. B. (2004). Variability in vertical distributions of planktonic foraminifera in the California Current: Relationships to vertical ocean structure. *Paleoceanography*, vol. 19,, 1-22.
- García, E., & CONABIO. (2001). *Climas (Köppen Classification, modified by Garcia)*. Escala 1:1,000,000. Obtenido de www.conabio.gob.mx/informacion/gis/?vns=gis_root/clima/climas/clima1mgw

- Gaxiola-Castro, G., Alvarez-Borrego, S., & Schwarzlose, R. (1978). Sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 25-40.
- Giovanni-NASA*. (2021). Obtenido de <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>
- Gómez-Valdivia, F., Pares-Sierra, A., & Flores-Morales, A. (2013). The semiannual variability of the west Mexican current: an equatorial generated phenomenon. *American Geophysical Union. Spring Meeting*.
- Gutiérrez-Estrada, M. (1982). Grain-size distribution from the southeastern tip of Baja California and Guaymas Basin, Mexico, Deep Sea Drilling Project Leg 64. En *Init. Repts. DSDP 64, Pt. 1*. (págs. 543–551.). Washington U.S: Curray JR, Moore DG and Shipboard-Scientific-Party.
- Hair, J., Anderson, R., Tatham, R., & Black, W. (1999). Analisis Multivariante. *5a Ed. Prentice Hall. Madrid, España.*, 745 pp.
- Hemleben, C., Spindler, M., & Anderson, O. (1989). *Modern Planktonic Foraminifera*. New York Inc.: Springer-Verlag.
- Hendy, I. L. (2010). The paleoclimatic response of the Southern Californian Margin to the rapid climate change of the last 60 ka: A regional overview. *Quaternary International* 215 , 62-73.
- Hendy, I. L., & Kennett, J. P. (2000). Dansgaard-Oeschger cycles and the California Current System: Planktonic foraminiferal response to rapid climate change in Santa Barbara Basin, Ocean Drilling Program hole 893A. *Paleoceanography*, 15, 30-42.
- Hendy, I. L., Kennett, J. P., Roark, E. B., & Ingram, B. L. (2002). Apparent synchronicity of submillennial scale climate events between Greenland and Santa Barbara Basin, California from 30–10 ka. *Quaternary Science Reviews* 21, 1167-1184.
- Hendy, I. L., Pedersen, T. F., Kennett, J. P., & Tada, R. (2004). Intermittent existence of a southern Californian upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr. *Paleoceanography* 19 (3), 1-15.
- Hilbrecht, H. (1996). Extant planktic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian Oceans. En *An Atlas based on CLIMAP and Levitus (1982) data. Mitt. Geol. Inst. Eidgen. Tech. Hochschule and Univ. Zurich N. F. 300, 93 p.* Zürich.
- Hirama, M. V., Toledo, F., Junior, E. C., & Costa, K. B. (2010). Q-Mode and R-Mode Factor Analysis in Quantitative Studies of Microfossils of the Late Quaternary in Sediments from the Brazilian Continental Margin. *TERRÆ* 7(1-2), 41-49.
- Imbrie, J., & Kipp, N. G. (1971). A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean core, in The Late

Cenozoic Glacial Ages. *edited by K. Turekian, pp. 71-181, Yale Univ. Press, New Haven, Conn.*

International Commission on Stratigraphy. (s.f.). Obtenido de <https://stratigraphy.org/>.

Kennett, J., & Srinivasan, M. (1983). *Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing, Stroudsburg (265 pp.).

Kessler, W. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69. 181-217.

Kincaid, E., Thunell, R. C., Le, J., Lange, C. B., Weinheimer, A. L., & Reid, F. M. (2000). Planktonic foraminiferal fluxes in the Santa Barbara Basin: response to seasonal and interannual hydrographic changes. *Deep-Sea Research II* 47 , 1157-1176.

Klovan, J. E. (1975). R- and Q-Mode Factor Analysis. En *In: McCammon R.B. (eds) Concepts in Geostatistics*. Springer Study Edition. Springer, Berlin, Heidelberg.

Kucera, M. (2007). Chapter Six Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments. En C. Hillaire-Marcel, & A. De Vernal, *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography* (págs. 213-262). Elsevier.

Lavín, M., & Marinone, S. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics*, 173-204.

Ledesma-Vázquez, J., Johnson, M., Gonzales-Yajimovich, O., & Santamaría-Del-Angel, E. (2009). Gulf of California Geography, Geological Origins, Oceanography, and Sedimentation Patterns. En *Atlas of Coastal Ecosystems in the Gulf of California: Past and Present* (págs. 1-10). The University of Arizona Press Editors: Markes E. Johnson, Jorge Ledesma-Vázquez.

Loeblich Jr, A. R., & Tappan, H. (1964). "Foraminiferida". Part C, Protista 2. Treatise on Invertebrate Paleontology. *Geological Society of America*, C55-C786.

Makarov, V., & Jiménez-Illescas, Á. (2003). Barotropic background currents in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 29(2), 141-153.

Malmgren, B., & Kennett, J. (1977). Biometric differentiation between recent *Globigerina bulloides* and *Globigerina falconensis* in the southern Indian ocean . *Journal of Foraminiferal Research* v.7, 130-148.

Marchant, M., Hebbeln, D., & Wefer, G. (1999). High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology* 161, 115-128.

- Martin-Barajas, A. (2014). The geological foundations of the Gulf Of California Region. En *Conservation science in Mexico's northwest*. (págs. 2-3). University of California Institute for Mexico and United States (UC MEXUS).
- Mikrotax. (2021). Obtenido de <https://www.mikrotax.org/>.
- Mohtadi, M., Hebbeln, D., & Marchant, M. (2005). Upwelling and productivity along the Peru–Chile Current derived from faunal and isotopic compositions of planktic foraminifera in surface sediments. *Marine Geology* 216, 107 – 126.
- Molina-Cruz , A., Welling, L, L., & Caudillo-Bohorquez, A. (1999). Radiolarian distribution in the water column, southern Gulf of California, and its implication in thanatocoenose constitution. *Marine Micropaleontology* ,37, 149- 171.
- Molina-Cruz, A. (1984). Evolución oceanográfica de la boca del golfo de California. *Anales de Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*.
- Molina-Cruz, A., Welling, I., & Caudillo-Bohorquez, A. (1999). Radiolarian distribution in the water column, southern gulf of california, and its implication in thanacenose constitution. *Marine Micropaleontology*. 37 (2), 149-171.
- Mollenhauer, G., Eglinton, T. I., Ohkouchi, N., Schneider, R. R., Müller, P. J., Grootes, P. M., & Rullkötter, J. (2003). Asynchronous alkenone and foraminifera records from the Benguela Upwelling System. *Geochimica et Cosmochimica Acta, Volume 67, Issue 12*, 2157-2171.
- Mora-Rivera, A. (2019). Variaciones del registro de material terrígeno encontrado en sedimentos marinos del Golfo de California, y su relación con cambios climáticos de los últimos 27 mil años AP. UNAM, Facultad de Ciencias. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Tierra.
- Murray. (1897). On the distribution of pelagic foraminifera at the surface and on the floor of the ocean. *Nat. Sci. (Ecol.)*, 11, 17-27.
- Murray, J. W. (1991). Ecology and distribution of planktonic foraminifera. En J. J. Lee, & O. Anderson, *Biology of Foraminifera* (págs. 84-257). New York: Academic Press.
- Murray, J. W. (1995). Microfossil indicators of ocean water masses, circulation and climate. En *Marine Paleoenvironmental Analysis from Fossils* (págs. 245-264). Boosence, D. W. J. y P Allison (eds). Geological Society, London, Special Publications.
- NOAA. (26 de 02 de 2021). Obtenido de Why should we care about the ocean? National Ocean Service website: <https://oceanservice.noaa.gov/facts/why-care-about-ocean.html#:~:text=The%20air%20we%20breathe%3A%20The,our%20climate%20and%20weather%20patterns>.

- Oskin, M., & Stock, J. (2003). Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the Gulf of California. *Geology*, 31: 23-26.
- Parker, W., Arnold, A., & Gupta, B. (2003). Quantitative methods of data analysis in foraminiferal ecology. *Modern Foraminifera*, 71-89.
- Patterson, R. T., & Fishbein, E. (1989). Re-examination of the statistical methods used to determine the number of point counts needed for micropaleontological quantitative research. *Journal of Paleontology* 63(2), 245-248.
- Pawłowski, J. (2009). *Encyclopedia of Microbiology (Third Edition)*. Academic Press.
- Phleger, F. B. (1960). Ecology and Distribution of Recent Foraminifera. En *Geological Magazine*, 98(5) (págs. 438-438). Baltimore, MD: Johns Hopkins Press.
- Pisias, N. (1986). Vertical water circulation and the distribution of Radiolaria in surface sediments of the Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 10, 189-205.
- Reimer, P. J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,00 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887.
- Robles-Tamayo, C., Valdez-Holguín, J., García-Morales, R., Figueroa-Preciado, G., Herrera-Cervantes, H., Lopez-Martínez, J., & Enrique-Ocaña, L. (2018). Sea Surface Temperature (SST) Variability of the Eastern Coastal Zone of the Gulf of California. *Remote Sensing*, 10(9):1434.
- Roden, G. (1964). Oceanographic Aspects of Gulf of California. En *Marine Geology of the Gulf of California: a symposium* (págs. 30-58).
- Roden, G. I. (1958). Oceanographic and Meteorological Aspects of the Gulf of California. En *Marine Geology of the Gulf Of California: A symposium* (págs. 30-54). Van Andel TH, Shor GGJ (eds). American Association of Petroleum Geologists.
- Rozo-Vera, G., & Carreño, A. L. (1988). Distribución de foraminíferos planctónicos en sedimentos superficiales del Golfo de California. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. ISSN 1026-8774, Vol. 7, N°. 2, 217-225.
- Salinas-Zavala, C. A., Lluch-Belda, D., Hernández-Vázquez, S., & Lluch-Cota, D. B. (1998). La aridez en el Noroeste de México. Un análisis de su variabilidad espacial y temporal. *Atmósfera*, 11. 29-44.
- Sautter, L. R., & Thunell, R. (1991). Seasonal Variability in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of Planktonic Foraminifera from an Upwelling Environment: Sediment Trap Results from the San Pedro Basin, Southern California Bight. *Paleoceanography*. 6 (3), 307-334.

- SEMARNAT. (2021). *Precipitación media histórica por entidad federativa*. Obtenido de http://dgeiawf.semarnat.gob.mx:8080/ibi_apps/WFServlet?IBIF_ex=D3_AG_UA01_01&IBIC_user=dgeia_mce&IBIC_pass=dgeia_mce&NOMBREENTIDAD=* &NOMBREANIO=*
- Simberloff, D. (1978). Use of rarefaction and related methods in ecology. *ASTM special technical publications.*, 150-165.
- Stock, J. M., & Hodges, K. (1989). Pre-Pliocene Extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8, 99-115.
- Stuiver, M., Reimer, P., & Reimer, R. (2019). *CALIB Radiocarbon Calibration. CALIB 7.1 [WWW 621 program]*. Obtenido de <http://calib.org/calib/>
- Taylor, B. J., Rae, J. W., Gray, W. R., Darling, K. F., Burke, A., Gersonde, R., . . . Ziveri, P. (2018). Distribution and ecology of planktic foraminifera in the North Pacific: Implications for paleo-reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 256-274.
- Thunell, R. (1978). Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 3, 147-173.
- Wejnert, K., Pride, C., & Thunell, R. (2010). The oxygen isotope composition of planktonic foraminifera from the Guaymas Basin, Gulf of California: Seasonal, annual, and interspecies variability. *Marine Micropaleontology*. 74, 29-37. .
- WoRMS Editorial Board. (2021). *Obtenido de World Register of Marine Species*, <https://www.marinespecies.org>.
- Wyrtki, K. (1965). Surface currents of the eastern tropical Pacific ocean. *Inter-American Tropical Tuna Commission Bulletin* 9, 271–304.